PERIODICAL Oceanog. Society of Japan Journal
17(2)
17(2)

日本海洋學會誌

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

LIBRARY
JAN 4 1962
FISH & WILDLIFE SERVICE

Volume 17, Number 2 JUNE 1961

CONTENTS

星野通平・日向野良治: 赤道海域の深海堆積物にふくまれる $CaCo_3$ について .....61～67

小長俊二: 表面水温について IV 天気の影響 2 .....68～73

森安茂雄: 季節風による海況の変動について (英文) .....74～79

竹内能忠・七沢 謙: 今治海岸におけるいわゆる「軍艦波」について .....80～90

三好 寿: チリ地震津波をめぐつて III .....91～95

今井嘉彦: 元素の挙動に関する海洋化学的研究 IV. 内湾における海水中の鉄およびアルミニュームの分布—特に潮目に関連して, その 3, 浦之内湾について .....96～100

今西 襄: 海洋魚における無機化学成分の研究 XI 海洋魚における錫の分布について....101～102

寄 稿.....103～114
録 事.....115～119

M. HOSHINO and R. HIGANO: *Calcium Carbonate Content of Deep See Sediment in Equatorial Region. (in Japanese)* .....61～67

S. KONAGA: *The Water Temperature at the Sea Surface IV —The Influence of Weather 2 (in Japanese)* .....68～73

S. MORIYASU: *On the Influence of the Monsoon on the Oceanographic Conditions* .....74～79

Y. TAKENOUTI and K. NANASAWA: *About "GUNKAN-NAMI" (Warship wave) which reaches on the Imabari Beach as Significant Breakers (in Japanese)* .....80～90

H. MIYOSHI: *On the Tsunami of May 24, 1960 III (in Japanese)* .....91～95

Y. IMAI: *Oceanographical Studies on the Behaviour of Chemical Elements IV Distributions of Iron and Aluminium in Urauchi Bay-Particularly on Concentration of those Elements in the "Shiome" Zone or the Tide Rip. (in Japanese)* .....96～100

N. IMANISHI: *Studies on the Inorganic Chemical Constituents of Marine Fishes XI. On the Distribution of Tin (in Japanese)* .....101～102

Correspondences .....103～114
Proceedings .....115～119

Published quarterly by the
Oceanographical Society of Japan
c/o Geophysical Institute, University of Tokyo
Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan

日本海洋学会

日本海洋学会誌編集委員会

委員長　菱田耕造（気象研究所）
委　員　星野通平（水路部）
　　市村俊英（東京教育大学）
　　梶浦欣二郎（東京大学）
　　森田良美（東京水産大学）
　　南日俊夫（気象研究所）
　　杉浦吉雄（気象研究所）
　　宇田道隆（東京水産大学）
　　宇野木早苗（気象研究所）

日本海洋学会誌投稿規定

1. 投稿資格　報文の投稿者は，原則として本会々員に限る。但し会員外の協同研究者を含むことは差支えない。

2. 報文の受理　編集委員会が報文を受理した日をもつて受理日と定める。尚受理報文は，原則としてすでに公の会で講演されたもので，未印刷のものに限る。特に日本海洋学会の年会又は月例会で講演されたものであることが望ましい。原稿には講演の年月日・会名・場所を附記されたい。

報文の原稿は，東京都文京区向ケ丘弥生町東京大学理学部地球物理学教室内 日本海洋学会事務局 宛直送のこと。

3. 報文の用語　報文は，和文又は欧文（原則として英語）の何れでもよい。

4. 原稿の書き方　報文は簡潔にわかり易く書き，図表を含めて**印刷頁で 12 頁以内**（和文では 400 字詰原稿用紙図表を含めて約 54 枚以内，欧文では通常のタイプライター用紙に，ダブル・スペース 25 行で，図表を含めて約 30 枚以内）を原則とし，それを超える時は，1 頁につき 1,500 円の実費を申受ける。**なお著者は必ず原稿の写しを保管しておくこと。**

原稿を書く時には，次のことがらに留意されたい。

（a）　和文原稿は，原稿用紙に読み易い字体で書き，欧文原稿は厚手の用紙にダブル・スペースでタイプすること。

（b）　報文の始めには，題名・著者名・所属機関名を明示すること。和文（英文）原稿では，之等の項目を英文（和文）でも附記すること。

（c）　論文には，**和文・欧文いずれも必ず英文の要約をつけること。**

（d）　図はそのまま版下になるように，黒インク又は墨で書くこと。図の大きさ(特に図の中の数字等)は印刷時の縮少を考慮して書くこと。

（e）　図及び表は必要なもののみに限る。

（f）　図及び表には必ず説明をつけ，和文原稿でも図表の説明は英文で書くこと。

（g）　数式は行を開けて，明瞭に書くこと．

（h）　引用文献は，報文の最後にまとめてつけ，和文の場合には通し番号をつけ番号順に，欧文の場合には，著者のアルファベット順に並べること。

例

和文　3)　深海太郎（1960）：　黒潮の変動について，日本海洋学会誌，**16**(5)，250-260.

英文　SHINKAI, TARO (1960): On the fluctuation of the Kuroshio. Jour. Oceanogr. Soc., Japan, **16** (5), 250-260.

（i）　人名（和文中の外国人名を含む）はスモール・キャピタルを用いる。

5. 編集　日本海洋学会誌の編集は，編集委員会で行う。編集委員会は，事情により原稿中の字句の加除訂正を行い，或いは著者に請求することがある。内容の如何によつては，原稿を受理しないことがある。初校は原則として著者が行う。

6. 別刷　論文及び寄稿には一編につき 50 部の別刷を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては，実費（送料を含む）を徴収する。

7. 発刊予定日

第1号は3月末日　第2号は6月末日
第3号は9月末日　第4号は12月末日である。

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2 June 1961

赤道海域の深海堆積物にふくまれる $CaCO_3$ について*

星野通平**・日向野良治**

Calcium Carbonate contents of Deep Sea Sediment in Equatorial Region

Michihei HOSHINO and Ryoji HIGANO

Abstract: 1. Calcium carbonate content of deep sea sediment decreases abruptly in deeper bottom than 4000-5000 meters. The temperature, pH, chlorinity, oxygen content and calcium concentration of sea water indicate that the abrupt decreasing of $CaCO_3$ is probably not due to these characters of deep sea water.

2. Calcium carbonate content of deep sea sediment in the equatorial region is highest in the region from Lat. 4 to 8 N, and decreases both in north and south of it. This region corresponds to area of Equatorial Counter Current. The correspondense of the boundary of current to the distinct changing of $CaCO_3$ content of deep sea sediment suggests that the sinking current originated in current rip reaches to deep water.

1. まえがき

堆積物の中 $CaCO_3$ の問題は，海洋地質学における重要な課題であり，その分布は，海洋物理学上，地球化学上からも，きわめて興味ある問題をふくんでいる。

深海堆積物中，$CaCO_3$ をたくさんふくむものは，ふつう，グロビゲリナ軟泥とよばれるが，さいきん，ARRHENIUS (1952) は，このような石灰質軟泥を，$CaCO_3$ の含有量によつて，チョーク軟泥 ($CaCO_3 > 60\%$) とマール軟泥 ($CaCO_3 < 60\%$) とに分けて，その集積機構をくわしくのべている。石灰質軟泥をつくるものは，おもに，有孔虫であるといわれているが，電子顕微鏡写真によつてみると，石灰質軟泥の大部分をしめる微細物質は，植物性の石灰質浮遊生物のコッコリスの破片であつて，このことは，深海底の石灰質堆積物の集積機構を考察する場合に，見逃がしがたい事実である。

深海堆積物中の $CaCO_3$ の含有量は，その生産力と溶解度 (CO_2 濃度，全塩分，静水圧，粒子の大小，結晶形) のバランスの問題として研究されているが (TRASK, 1936; CORRENS, 1939, REVELLE, 1944)，いまなお，未解決の問題が多い。

2. 試　料

今回使用した試料は，昭和初年に水路部の測量艦によつて採集され，第2次大戦以降，東北大学理学部地質学古生物学教室に保管されているものの一部である。これらの試料について，化学分析，および，電子顕微鏡による観察をおこなつた。

保存試料の量が少ないために，使用した試料は，数 10 mg から 1g 程度のものであつた。

3. 分析法

試料の塩酸処理による浸出液を，キレート滴定法（上野）により，エリオクロム BT を指示薬として，1/100 M. EDTA 溶液で滴定して，Ca + Mg の量をまとめ，また別に，Ca 蓚酸塩としてのぞいた液について Mg の量をもとめ，Mg+Ca の量から Mg の量を差引いて Ca の量を算出した。これらの定量値を第1表にしめす。

なお，海水中の Ca を測定するために，試水に当量以上の EDTA を加えたのち，アルカリを加えて pH を調節し，MX 指示薬をもちいる光電

* 1961 年3月 16 日受理

** 海上保安庁水路部　Japanese Hyarographic Office

Table 1. Sampling position and $CaCO_3$ content

Sample No.	Lat. N	Long. E	Depth (m)	$CaCO_3$ %	Character of sediments	Sample No.	Lat. N	Long. E	Depth (m)	$CaCO_3$ %	Character of sediments
1	17°-50′	128°-22′	5717	6.0	R	22	4°-26′	150°-04′	3931	95.2	G
2	11-23	130-16	5750	—	R	23	7-25	149-45	4271	47.4	G
3	12-27	132-54	5640	0.1	R	24	5-27	150-53	4667	73.2	G
4	3-08	131-08	3106	46.2	R	25	6-17	151-51	4510	69.2	G
5	10-25	132-42	6120	—	R	26	9-11	150-57	5938	44.5	R
6	9-35	133-10	4422	6.3	R	27	14-57	152-02	6033	18.3	R
7	1-52	133-43	5076	23.6	R	28	8-33	153-42	5322	9.2	R
8	4-07	134-09	5034	—	R	29	1-49	153-09	3466	66.2	G
9	6-20	135-25	4825	7.7	R	30	5-42	155-12	4196	63.9	G
10	15-02	135-04	4627	2.0	R	31	0-14	155-08	2175	70.4	G
11	8-07	137-49	8010	2.6	R	32	8-12	157-02	4990	2.4	R
12	15-18	139-22	4723	3.1	R	33	1-56	158-06	2990	73.9	G
13	15-29	139-45	3226	73.2	G	34	6-42	159-05	4724	40.2	R
14	9-45	142-44	4761	2.7	M	35	3-20	160-30	3666	86.4	G
15	8-45	143-41	3647	66.7	G	36	5-45	161-25	4842	55.7	G
16	15-59	143-10	2544	38.5	R	37	11-08	163-45	4866	6.2	R
17	7-31	143-08	2550	89.2	G	38	10-17	166-46	4576	46.0	R
18	5-36	145-54	4079	72.2	G	39	9-56	167-43	4713	52.2	R
19	7-00	146-09	2250	89.2	G	40	5-40	167-01	4823	50.2	R
20	6-46	148-24	3190	74.4	G	41	5-26	168-08	4309	85.4	R
21	8-04	149-48	3556	90.4	G	42	6-26	169-43	3981	90.1	G

R…red clay, G…globigerina ooze, M…mud

Table 2. Calucium ion concentration in sea water

Depth in meter	0	9	18	27	45	68	91	138	142	171	223	272	328	412	522	631	785	1118	1823	2702	3602	4632
Ca mg-atoms/L	10.1	10.0	10.0	10.0	10.1	9.7	10.0	10.4	10.1	10.0	10.1	9.9	10.4	9.8	10.0	10.1	10.0	9.8	9.9	10.2	10.0	10.1
Cl ratio $\times 10^2$	2.12	2.10	2.10	2.10	2.12	2.07	2.10	2.14	2.08	2.07	2.08	2.09	2.19	2.06	2.10	2.12	2.10	2.06	2.07	2.13	2.09	2.11

滴定をおこなつたので，参考として第2表にしめす。

4. 分析試料の整理

a. 水深と堆積物中の $CaCO_3$ 含有量

堆積物中の $CaCO_3$ の含有量は，水温・水圧などに密接に関連しているといわれているが，この指標として水深をとり，両者の相関をもとめた (Fig. 2)。

これによつてみると，水深 4000～5000 m 前後を境として，$CaCO_3$ 含有量の顕著な変化がみられる。すなわち，水深 4000 m 以浅の 14 試料の $CaCO_3$ 含有量は，95～38% であつて，大部分のものは 70～90% のあいだにある。水深 4000～5000 m のあいだの 18 試料中，7 地点のものは 10%以下の $CaCO_3$ をふくむにすぎないが，11 地点のものは 40～90% のあいだにあつて，$CaCO_3$ 含有量が 10～40% のあいだのものはない。5000 m 以深の 8 地点の試料でみると，そのうち 6 地点のものは 10% 以下で，最高 24 %，最低値は 2 %である。

堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は，$CaCO_3$ 以外の堆積物による稀釈率や，海底における $CaCO_3$ の溶解度の影響をうける。一方，この稀釈率や溶解度

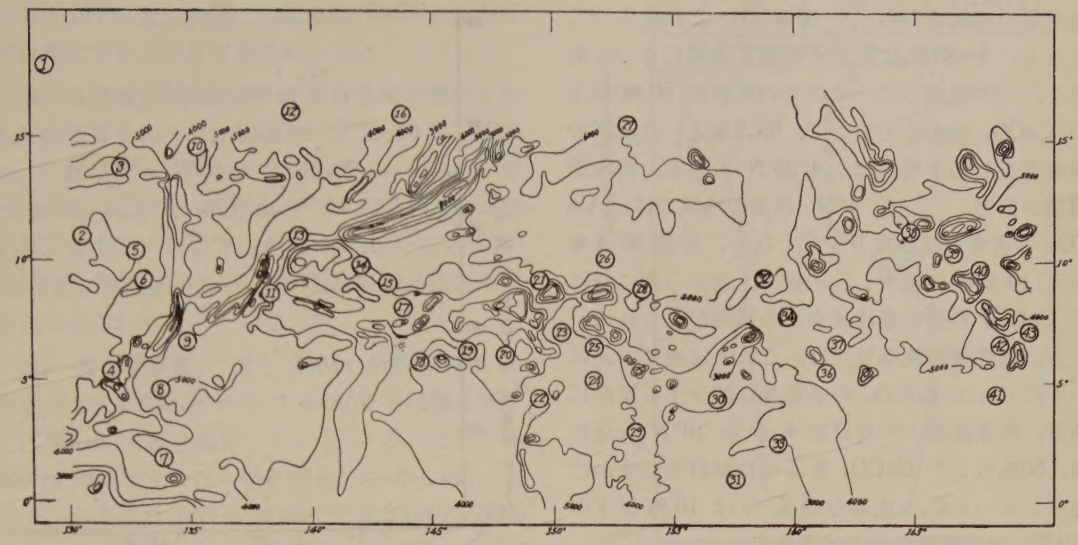


Fig. 1. Sampling position and submarine topography

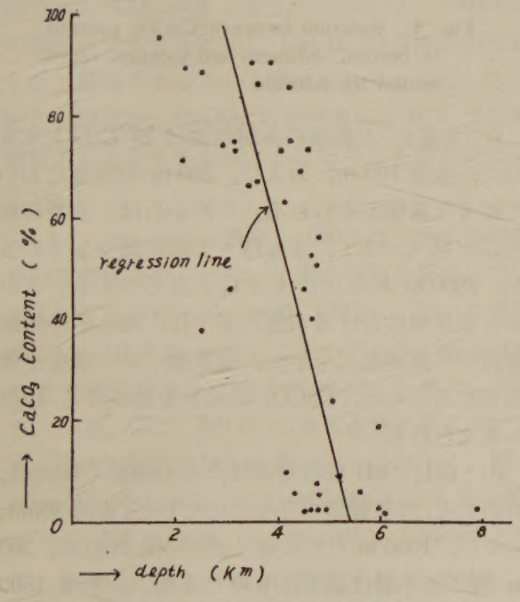


Fig. 2. Correlation of $CaCO_3$ content in bottom sediment and depth

は，深度（陸原物質の供給率や水温・pH）などに支配されるので，深度と堆積物中の $CaCO_3$ 含有量とのあいだには，ある曲線関係になることが予想される*。

また，この曲線関係のうちで，$CaCO_3$ 以外の堆積物の量と，$CaCO_3$ の堆積量とがほとんど等しくなるような深度のところでは，深度と $CaCO_3$ 含有量の関係は直線的になると考えられるので，この直線の式を最小自乗法によつてもとめると，つぎのような式になる。

$$(CaCO_3‰) - 470 = -0.385\,(Depth - 4281)$$

これから相関係数をもとめると，-0.38 となる。各測定値は，かなり広範囲な地域のものであるから，上記の式は，これら全域にわたる平均的な関係式とみられる。また，深度と $CaCO_3$ 含有量との相関が曲線的な関係にあるとみられる浅いところやごく深いところの測定値も使用したので，相関係数からみれば，つよい相関関係はみられない。しかし，測定値が，この直線からどのようにずれているかを，地域的な影響としてみることができる。このことは，考察 b においてのべることにする。

b. 緯度と堆積物中の $CaCO_3$ 含有量

従来，太平洋の東側では，緯度変化に応じた堆積物中の $CaCO_3$ 含有量の変化がしられていて，この原因は，表層海流の分布に関係があるとされていた。太平洋西部でも，このような相関がみられるかどうかを検討するために，緯度と $CaCO_3$

$$(CaCO_3\%) = \frac{P - Kd}{P - Kd + B}, \quad (d \leqq P/K)$$

ただし，d; 深度
B; $CaCO_3$ 以外の堆積物の量
P-Kd; $CaCO_3$ の堆積量

含有量の相関をしらべた (Fig. 3)。これによつてみると，4～8°N にわたる赤道反流域にもつとも多く，この地域では，すべての試料が 50 % 以上の $CaCO_3$ をふくんでいて，95.2%という最高の含有量をしめす地点は，4°26′N にある。南赤道海流が分布している 4°N 以南の地域では，$CaCO_3$ の含有量はかなり少なくなり，最高 86.4 % から 10.2 % に減少し，一般に，北から南にむけて $CaCO_3$ の含有量は減少する傾向がみられる。一方，北赤道海流地域では，これとは逆に，北にいくにつれて $CaCO_3$ の含有量は減少する傾向にあり，赤道反流との境界にちかい 10°N 付近には，50%近くの $CaCO_3$ をふくむ試料がわずかに分布しているが，大部分のものは 10 % 以下の $CaCO_3$ 含有量をしめすにすぎない。

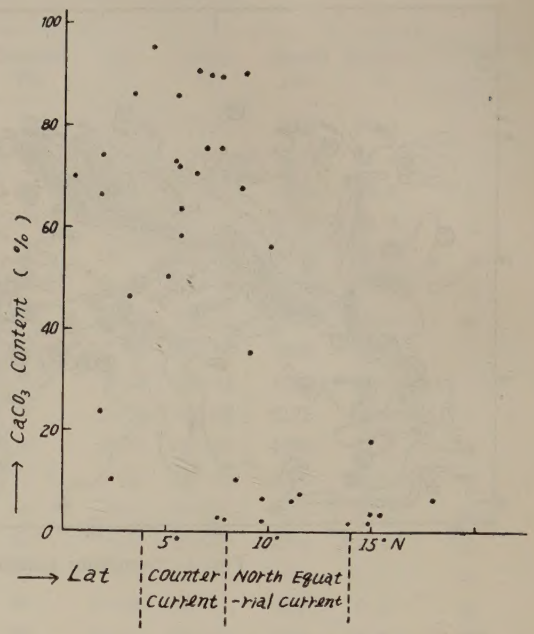


Fig. 3. Relation between $CaCO_3$ content in bottom sediment and location represented by latitude

5. 考　察

a. 深度にともなう $CaCO_3$ 含有量の変化について

一般に，水深の増大にともなつて，堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は減少するが，とくに，水深 4000～5000 m のあいだにおいて，いちじるしい変化があることは，すでに知られているところであり (庄司，1938)，今回の資料においても顕著なことである。

このことの原因としては，一つには，海水の性質が水深 4000～5000 m において，顕著な変化をしめすのではなかろうか，ということが考えられる。水深 4000 m をこす海洋観測の資料はきわめてまれであるから，このことについて，適確にこたえることはできない。わずかに，拓洋によつてこの海域でおこなわれた観測資料によると，海水の物理化学的諸性質はつぎのとおりである。

表層における種々の海象要素の垂直分布は，位置がことなるといちじるしくことなるのがふつうであるが，1000 m 以深においては，場所による変化が少ないので，主として，水深 1000 m から 5000 m までのあいだの，水温 pH,, 塩素量，溶在酸素，および，カルシウム濃度などを，Ta 110 測点 (11° − 11′N, 142°−20′E) の試料についてのべることにする。

i) 水温； 本海域の表層水温は 27°C 以上であつて，水深 100 m，および，200 m の深度において顕著な躍層がみられる。それからは，水深の増大にともなつて，水温は一方的に減少しているが，2500 m あたりで 1.5°C となつている。このような深層における水温の低下は，海水中の炭酸物質の平衡濃度比をかえ，重炭酸イオン濃度を増加させるために，$CaCO_3$ の溶解を助長するものと考えられる。

ii) pH； pH 値の分布は，その増減の傾向が，おおよそ，溶在酸素の分布ににていて，水深 300m，および，1000 m 付近に極小層がみられるが，300 m 層の極小層は顕著なものではない。水深 1500 m から 2500 m のあいだで，pH は独特の変化をしめしている。すなわち，この間において，pH は，7.80 から 8.05 となつていて，約 0.25 ほど増加し，水深 2500 m 以深では一定となつている。このことは，2000 m 前後のところを境として，その上下層のあいだで，水質に大きな差異があることを暗示するものである。しかし，$CaCO_3$ の溶解度に対す影響が，pH の場合には，水温と逆になつていて，全炭酸の濃度をしらべなければ，

水温や pH の変化から，ただちに $CaCO_3$ の溶解度を推定することはできない。

iii) 塩素量; 水深 300 m から水深の増大とともに塩素量も増大し，1000 m で 19.10‰，1500 m で 19.15‰，2000 m で 19.17‰，4000 m で 19.20‰，および，4600 m で 19.22‰ となつている。この間において，水深 400 m 付近と 1000 m 付近に躍層がみられ，2500 m 以深はほとんど変化がみられない。

iv) 溶在酸素量; 深さ 200 m から 400 m のあいだで，4.0 ml/L から 1.8 ml/L と急激に減少し，400 m で極小層をしめしている。これから 800 m の深さまでは一様に増加して 2.0 ml/L となり，さらに，2000 m の深さで 2.3 ml/L，3000 m で 2.8 ml/L，および，4000 m で 3.5 ml/L となつている。酸素の少ないことは，その酸化生成物である CO_2 が多くなり，したがつて，HCO_3^- の濃度が増大するために $CaCO_3$ の溶解度が大きくなる傾向をもつものと考えられる。ただし，上記の測定値が，$CaCO_3$ の溶解度にどのような影響をあたえるものかは，かならずしも明らかではない。

(1) カルシウム濃度; Ca^{++} は，海水中の塩分の主要成分の一つで，塩素の分布と類似しているものとみられるが，表層 100 m ぐらいの深さまでは，10.0 m·mol/L となつており，深さ 140 m の高塩分層では，10.4 m·mol/L と増大している。一方，深さ 300 m の塩素量極小層においても，Ca^{++} 濃度は 140 m 層の値とおなじく，10.4 m·mol/L をしめし，その中間層における深さ200 m から 250 m では，9.1 m·mol/L と減少している。さらに，深さ 400 m では 9.8 m·mol/L と減少し，2500 m まではわずかな増減をくりかえし，2500～4000 m のあいだでは，ほとんど一定の濃度 (10.1 m·mol/L) をしめしている。このようにして，Ca^{++} 濃度は，深さに対して顕著な変化がみられないともいえるが，今回の Ca^{++} の測定においては，±1%ほどの誤差が予想されるので，これをもつて，海水による $CaCO_3$ の溶解度の資料とするのには精度がたりないものと考えられる。

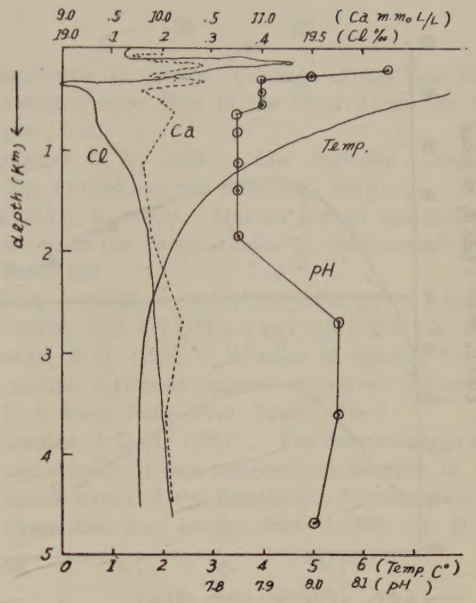


Fig. 4. Vertical distribution of temperature, chlorinity, pH and Ca ion concentration. (11°11'N, 142°20'E. Mar. 1959)

結局，このようにみてくると，資料が不十分なために決定的なことはいえないにしても，水深 4000 m 前後のところに，$CaCO_3$ の溶解に大きな影響をおよぼすような，顕著な水質変化はみられないようである。

このことの，考えられるもう一つの原因として

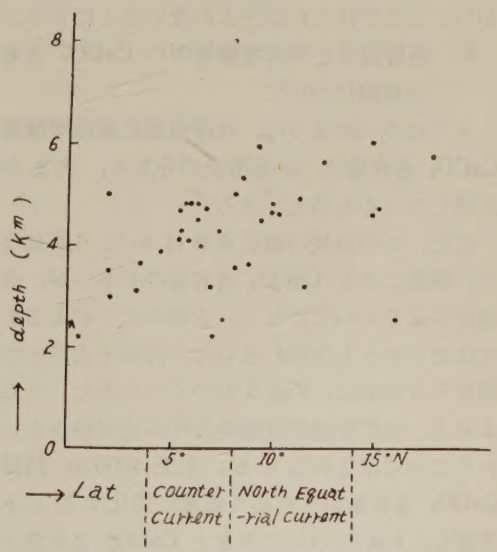


Fig. 5. Relation between sampling depth and location represented by latitude

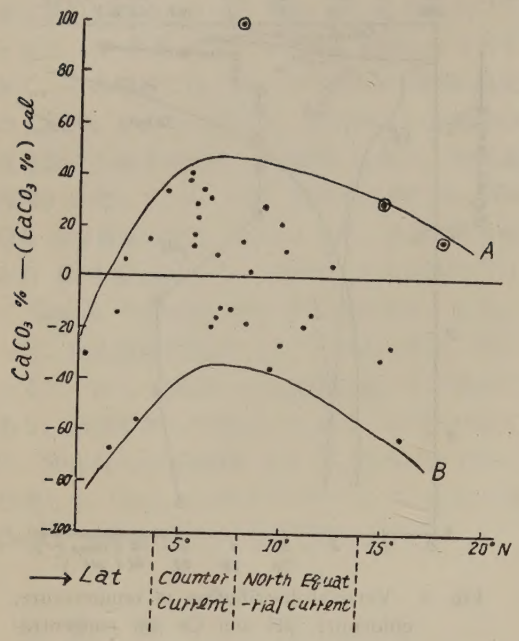


Fig. 6. Accumulation of $CaCO_3$ in sediments as a function of latitude

は，石灰質生物遺殻の大きさや形状がかなり斉一なために，水深 4000～5000 m 前後のところで，大部分のものは溶解されつくすためではなかろうか，ということである。この点については，今後，具体的な試料について研究をつづける予定であるから，ここではこれ以上ふれないことにする。

b. 表層海流と深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量の相関について

すでにのべたように，赤道海域の深海堆積物の $CaCO_3$ 含有量は，表層海流の分布を，大まかに反映しているものといえる。

ただ，この海域の海底地形はかなり複雑なので，緯度による $CaCO_3$ 含有量のちがいが，表層海流によるものではなく，水深の大小によるものではないかともみられるので，緯度と水深との相関をみるために，Fig. 5 をつくつてみた。これによると，特に赤道反流地域だけが水深が小さいということにはならないが，水深 4000 m 前後で $CaCO_3$ 含有量がきわめて急激に変化することを考慮し，4-a でのべた深度と $CaCO_3$ 含有量との関係において，実測値と，最小自乗法による計算式によつてもとめた値との差を，緯度別に記入し，Fig. 6 としてかかげる。

これによると，各測点は，A，および，B 曲線内に位置し（A 曲線の右方の 2 点，および +100 %ちかくの 1 点の計 3 点—⊙—印は，いずれも，$CaCO_3$ の含有量が少ないものであり，誤差も大きい），深度との関係のほかに，緯度との相関をもつていることがわかる。すなわち，5°N 付近の赤道反流域の下で，$CaCO_3$ 集積量が，他の場所より大きいことを意味している。

なお，表層海流の境界と深海堆積物の境界とが，同一緯度で対応するという原因の一つは，二つの海流の境界に生ずる沈降流が，1000 m 以深という，現在しられているよりもはるかに深層にまでおよんでいるためであろう。このようなことは，当海域の海水中のリン酸塩・溶在酸素などの分布（長屋，1958）からも予想されるところであつて，この解明は，今後の興味ある課題である。

6. むすび

いままでのべてきたことを要約すると，つぎのとおりである。

a. 深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は，4000～5000m より水深の大きいところでは急激に減少する。水温，pH，塩素量，溶在酸素量，カルシウム濃度などをしらべてみたところでは，水深4000～5000m のところで $CaCO_3$ 含有量が急激に減少するのは，深海水の水質の特性に原因するものではないようである。

b. 赤道海域の深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は，4～8°N にもつとも多く，それ以北，および，以南では減少している。4～8°N の海域とは，ほぼ，赤道反流域に相当する。海流の境界と深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量が顕著に変化するところとが対応するのは，潮目に発生する下降流が，深海にまでおよんでいるためであろう。

かつて，深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は，海水温を代表するものといわれていた。すなわち，水温が低いと $CaCO_3$ の溶解度が大きくなり，そのために，氷期の堆積物中には，$CaCO_3$ の含有量は少ないといわれていた（Wiseman, 1954）。しかし，現在では，氷期には赤道海域の海水の循環

がさかんであつたために，石灰質プランクトンの生産がひじょうに大きく，その結果，氷期の深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量は大きくなつている，といわれている（Arrhenius, 1952）。

このように，まつたく相反する見解がおこなわれている，赤道海域の深海堆積物中の $CaCO_3$ 含有量の問題は，海洋学の全分野，および，地層学などにも重要な関連をもつ大問題であつて，今後いつそう研究をつみかさねていきたいと思つている。

謝辞：　さいごに，いろいろとご教示をいただき，また草稿を校閲していただいた東京教育大学三宅泰雄教授，水路部海象課庄司大太郎氏，彦坂繁雄氏，および，製図を手伝つて頂いた水路部測量課玉木操氏にあつく感謝いたします。

文　献

Arrhenius, G. (1952): Geology of the East Equatorial Pacific. Rep. of the Swed. Deep Sea Exped., 5-3.

Correns, C. W. (1939): Die Sediment Gesteine (Die Entstehung der Gesteind), Berlin.

Revelle, R. (1944): Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnegie Inst. Publ. 556.

庄司誠一（1938）：　北太平洋西南部における深海底質の研究，東北大学地質古生物教室邦文報告 No. 29,

Trask, P. D. (1936): Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 186-V.

Wiseman, J. D. H. (1954): The determination and significance of past temperature changes in the upper layers of the Equatorial Atlantic Ocean, Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, **222**-105, D.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2 June 1961

表面水温について Ⅳ

天気の影響 2*

小長俊二**

The Water Temperature at the Sea Surface IV

—— The Influence of Weather 2 ——

Shunji KONAGA

Abstract: We consider the diurnal variations of water temperature in the upper layer of the sea and the gradual increase of the water temperature at the sea surface after the cooling due to the passage of typhoon 5906.

Among many factors contributing to the heat budget, advective transfer of heat is neglected and outgoing heat from the sea surface is assumed to be constant throughout a day.

Within the water the vertical heat transfer due to the conduction is considered.

The result of these calculations is as follows: the daily range of the surface water temperature is 1.2°C, 0.8°C and 0.65°C as the amount of clouds is 0, 5.5 and 7.0 respectively in assuming heat transfer coefficient is 0.55 cal/sec. And the increase of the water temperature in a day is about 0.25°C, 0.1°C and 0.05°C respectively in the case shown above.

1. 緒　　論

いままでに筆者は，表面水温は測定のしかたや時刻[1]により，相当大きな範囲で変化することを示した。また強い風によつても相当強い冷却が海面にもたらされることがわかつた[2]。

晴天で風が非常に弱いときには，輻射の作用を強く受けるために，外洋でも大きい日変化があることは充分に考えられる。筆者は台風 5906 号の通過した直後の四国沖での水温の上昇の模様を調べる目的で，次の方式に従つてエネルギーの移動を計算した。

海面での熱収支としては，

$$Q=Q_s-R_e-E_e-E_c$$

ただし，Q：海面以下で吸収されるエネルギーで温度の変化に寄与する

Q_s：短波輻射で海面下に吸収される量

R_e：有効放射

E_e, E_c 蒸発と乱流伝導により海面より失なわれるエネルギー

このほかに運動のエネルギー，摩擦エネルギーなどに転化するものもあるが，ここでは考えないことにする。

また，場所を限定すれば，移流の影響も大きいが，短時日の変化を考えていることと，相当広い海域にわたつて，同様の海況であると仮定したので，これも無視することができる。輻射エネルギー吸収による温度変化に伴なう海水中での伝導は無視できない。

問題を簡単にするために，海面状態がよく，かつ温度変化のはじまる直前には，水温は 50 m の深さまでは同一値をとり，密度も一定と仮定した。そして，熱収支と伝導を同時に考慮して，表面水温の変化を計算し，あわせて，台風により失なつたエネルギーを恢復するに要する時日を概算した。

2. 日射エネルギー等短波輻射の吸収

移流を無視すれば，水温上昇のための熱源は主として輻射エネルギーである。残念ながら輻射エ

* 昭和 35 年 11 月 9 日　日本海洋学会秋季大会にて講演　昭和 36 年 1 月 17 日受理。

** 神戸海洋気象台　Kobe Marine Obserbatory.

ネルギーの実測がないので，短波，長波ともに，理論式を用いて計算する。海面での輻射エネルギーの収支は次の式で示される

$$S=R_s(1-\alpha)-R_e \qquad (1)$$

ただし S: 純輻射量　R_s: 短波輻射量

α: 海面のアルベド　R_e: 有効放射量

R_e については次節でのべるが，ここでは R_s について考える。ブドウイコの著書[4]にある表を利用して，雲量による変化を考えると R_s は次式のようになる。

$$R_s=R_s^*\ (1=0.071\,n) \qquad (2)$$

R_s^*: 快晴のときに海面に到達し得る最大短波輻射

n: 雲量（0～10）

アルベドはブドウイコの表によれば 30°N 付近の海面では太陽高度が 20° 以上では 6～7% でほぼ一定である。また太陽高度が 20° 以下の場合には，輻射量も小さいので，アルベドの変化による輻射量の変化は比較的小さいと考えて，1日を通じて 6% と仮定する。ブドウイコの表によれば，8月においては，R_s^* は約 720 ly/day で，アルベドを考慮すれば 670 ly/day となる。次に太陽の高度による時間的な分布 R_{st}^* を考える。簡単のために，日射のある時間は 6～18 時の時間とし，次式であらわす。

$$R_{st}^*=60\left\{1+\sin\left(\frac{\pi}{b}t-\frac{\pi}{2}\right)\right\} \qquad (3)$$

（t は 6 時を 0，18 時を 12 とした時間）

ただし

$$R_s^*=\int_0^{12}R_{st}^*\,dt$$ の関係がある。

アルベドと雲量を考慮すれば，係数 60 は次のごとく変化する。

快晴のとき　56

雲量 5.5 のとき（南方定点の平均値[5]）　37

雲量 7 のとき（春風丸の観測値）　28

これらの値を入れて，(3)式を積分することにより，各1時間の海水での短波輻射吸収量を求めることができる。黒潮の南の海区では，透明度は 30～40m くらいあつて．光の吸収に関しては，蒸溜水に近い取扱いをしてよいと考えられる。Sverdrup et al[6] によれば，静止した水の中での輻射による水温の上昇量を知ることができる。また，菱田博士の研究[7] によれば，深さによる光の消散の割合いを知ることができる。これらを考慮すれば，（1）表面から 2 m までに全体の 70% の輻射量が吸収され，（2）2 m～10 m で 20%（3）10 m 以深で 10% が吸収されるが 50 m 以深では僅少になるので，無視することができる。2 m までは特に吸収の比率が異なり，表面から 20 cm までの間に全体の約 50% が吸収されているが，表面水温の測定方法などから考えて 2m までを平均することにした。後にのべる熱伝導の計算を簡単にするために，輻射は 42 m までに全部吸収されると考えて，以上3層についての吸収量を，雲量の 0．5.5，7 の三者について計算したものを Table 1 に示している。

Table 1. Absorptions of short wave radiations (ly/hour), computed from eqs. 3 in the sea where is devided into three parts: (1) 0 to 2 meters depth, (2) 2 to 10 meters and (3) 10 to 42 meters.

Time	$n=0$			$n=5.5$			$n\fallingdotseq 7$		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
6～ 7	1.76	0.54	0.27	1.24	0.35	0.18	0.88	0.25	0.13
7～ 8	9.95	2.84	1.42	7.77	2.22	1.11	4.97	1.42	0.71
8～ 9	31.0	8.86	4.43	19.3	5.50	2.75	15.5	4.43	2.21
9～10	49.4	14.06	7.03	32.6	9.30	4.65	24.7	7.03	3.52
10～11	61.7	19.06	9.53	44.0	12.58	6.29	35.8	9.53	4.76
11～12	76.6	21.88	10.94	50.5	14.44	7.22	38.3	10.94	5.48
12～13	76.6	21.88	10.94	50.5	14.44	7.22	38.3	10.94	5.48
13～14	61.7	19.06	9.53	44.0	12.58	6.29	35.8	9.53	4.76
14～15	49.4	14.06	7.03	32.6	9.30	4.65	24.7	7.03	3.52
15～16	31.0	8.86	4.43	19.3	5.50	2.75	15.5	4.43	2.21
16～17	9.95	2.84	1.42	7.77	2.22	1.11	4.97	1.42	0.71
17～18	1.76	0.54	0.27	1.24	0.35	0.18	0.88	0.25	0.13

3. 海面からの熱の放出

長波輻射には，海面からの放射と大気からの下向きのものがあるが，その差し引きが有効放射 R_e である。また表面からは，このほかに蒸発乱流熱交換が考えられる。まず，長波の有効放射は次式で示す[3)5)]。

$$R_e = R_e^*(1-0.083\,n) \qquad (4)$$

ただし $R_e^* = \sigma T_a^4 (0.39-0.058\sqrt{e})$ ly/min (5)

n: 雲量 (0～10)　T_a: 気温 °K

σ: ステファンボルツマン定数

e: 空気中の水蒸気張力 mm/Hg

実測値の平均として，

$e=29$ mb　$T_a=300$°K を用いると，

$R_e^* = 114$ ly/day ≒ 5 ly/hour　$n=0$

$= 62$ ly/day ≒ 2.5 ly/hour　$n=5.5$

$= 48$ ly/day ≒ 2 ly/hour　$n=7$

ただし，雲量の変化に伴なう，気温，水蒸気張力の変化は無視した。風に関係のある量としては，蒸発乱流熱交換がある。これは次式で示される[6)]。

$$E = 5.8\{(e_w-e_a)+0.64(\theta_w-\theta_a)\}W_a \text{ ly/day} \qquad (6)$$

e_w, e_a: 海面，空中 a_m での水蒸気張力 mb

θ_w, θ_a: 表面水温，気温 °C　W_a: 風速 m/sec

である。ただし蒸発係数 k ≒ 0.01 海水の蒸発熱 $L=580$ cal/gr とした。次に数値例として

$e_w=36$ mb　$e_a=29$ mb　$W_a=4$ m/sec

$\theta_w=\theta_a=27$°C

とすれば，蒸発で失なうエネルギーは次のごとくなる。

$$E = 162 \text{ ly/day} \fallingdotseq 7 \text{ ly/hour}$$

この値も1日中変化しないと仮定すれば，海面から放出される熱の総量は雲量の変化につれて，それぞれ

$R_e+E = 12$ ly/hour　$n=0$

$= 9.5$ ly/hour　$n=5.5$

$= 9$ ly/hour　$n=7$

となることがわかる。

4. 熱の伝導と水温の日変化

前節までは海洋と外部との熱の交換を考えたが，この節では，前節までに計算されたエネルギーがすべて温度の変化に使用されると考え，その熱の海水内での伝導を考えて，各層の水温の変化を計算する。水温の変化は次のように示される。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{A}{\rho}\cdot\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)+\frac{1}{c\rho}\frac{\partial Q}{\partial t} \qquad (7)$$

θ: 水温，　z: 深さ，　A: 渦動伝導係数，

c: 海水の比熱，

Q: 外部から供給される熱量で z の函数

この式を z で積分すると

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_a^b \theta dz = \frac{A}{\rho}\frac{\partial\theta}{\partial z}\Big|_a^b + \frac{1}{c\rho}\frac{\partial}{\partial t}\int_a^b Q dz \qquad (8)$$

a, b は任意の深さ。

A; ρ. c は定数とし，$c\rho$ ≒ 1 と考えて両辺に乗ずれば左辺は単位時間に区間 ab の熱量の変化を示す式になる。すなわち，

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_a^b \theta dz = \frac{A}{\rho}\frac{\partial\theta}{\partial z}\Big|_a^b + \frac{\partial}{\partial t}\int_a^b Q dz$$ の形になる。

右辺第1項はこの区間内で伝導により移動する熱量。

第2項は外部からこの区間に与えられた熱量で前節までに計算された値，したがつて A の値と $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ がわかれば熱量の変化量は容易に求めることができる。前に短波輻射の吸収を求めるさいに海を3区分したが，その水温の分布はよくわからない。しかし，短波輻射の吸収が深さにより指数函数的に減少していることを考えれば，境界面を通して熱量の伝導を考えるときの温度勾配としては上層の水温が直線的に分布していると仮定して得た温度勾配を用いることができる。Fig. 1 に模型を示すように，この温度勾配は第1層に与えられた熱量 Q_1 と第2層に与えられた熱量 Q_2 とから容易に計算できる。水温は直線的に分布していると考えているので，第2層最上層の水温は $\frac{Q_2}{400}$ °C で示される。したがつて第1層の上部すなわち表面での水温の上昇は

$$\frac{1}{100}\left(Q_1-\frac{Q_2}{400}\times 200\right)+\frac{Q_2}{400}$$ で示される。

したがつて，温度勾配は $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_1$ は次のようになる。

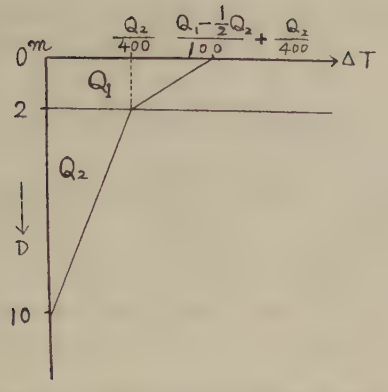


Fig. 1.　A model of the vertical distribution of temperature.

$$\left(\frac{\partial\theta}{dz}\right)_1 \fallingdotseq \frac{1}{200}\left\{\frac{Q_1-\frac{1}{2}Q_2}{100}\right\} = \frac{1}{20000}\left\{Q_1-\frac{1}{2}Q_2\right\}.$$

A の数値にはいろいろなものが存在する。肥沼博士[8]は黒潮の水温の年変化から $A \approx 70$ cal/sec を DEFANT[6]は，50 m の水温の日変化から 320 を，また MORIYASU[9]は遠州灘沖の冷水域とその周辺で，水温の季節変化を調査し，夏の値として 1～15 を得ている。また内湾では，奥田[10]が淡塩水混合の研究で，非常に安定なときの値として 10^{-2} を得ている。分子伝導の大きさは 10^{-3} である。これらのうち，肥沼博士のものは年変化であり，DEFANT の値には多少の疑問があり，また奥田の値は，条件が異なるので使用できない。MORIYASU の値を考慮すれば，1 の大きさであることがわかる。特に海面状態のよい値として，0.55, ウネリヤ海流の存在を考慮して，5.5 cal/sec の値をとる。(8) を t で積分して，1 時間単位で計算すれば，A の見かけの値はそれぞれ 2000, 20000 になる。$\rho \approx 1$ と考えれば，伝導による熱量の変化，すなわち第 1 層から第 2 層に流入する熱量を Q_0 とすれば，

$$\left[\frac{dQ_0}{dt}\right]_{\text{hour}} = \frac{1}{10}\left\{Q_1-\frac{1}{2}Q_2\right\} \quad A=0.55 \text{ cal/sec}$$
$$= \left\{Q_1-\frac{1}{2}Q_2\right\} \quad A=5.5 \text{ cal/sec} \qquad (10)$$

で表わされる。ただし温度勾配の微少時間の変化は無視して，1 時間ごとに不連続的に変化するものとする。

第 3 層の底層を 42 m までとすれば，第 2 層との間に上と同じような関係が得られる。

(10) 式中の Q_1, Q_2 は 2, 3 節で求めた，外部からの熱量と前の時間までの海水中の伝導効果を加え合せることによって得られる。簡単のために，熱量はすべて温度の変化に使用されるとして摩擦や粒子の運動エネルギーに使用されないとした。

この関係を用いて計算した水温の変化の模様を Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4 に示している。Fig. 2 には $A=0.55$ の場合には 2 m までの平均水温を雲量が 0, 5.5, 7 の場合について計算し，また Fig. 3 には 2 m の値を第 2 層の最上部として求めた値を前記雲量について示している。Fig. 4 には $A=5.5$ で $n=0$ について第 1 層の平均値と，第 2 層の最上部の値を示したが，両者はほとんど完全に一致していて，その差は 0.05°C を超えない。1 日のうちで表面水温が最高を示すのは，14 時～16時で，最低は 6 時～8 時である。これらの結果を Table 2 に示す。KOIZUMI[5]が南方定点で得た結果，すなわち 8 月の日較差 0.7°C，最高は 15 時頃，最低は 6 時頃という値とよく一致している。須田博士の著書[11]には外洋でも表面水温の日較差が，2°C 以上に達することが書かれているが，筆者の計算値とその仮定を考慮すれば，2°C も充分に考え得るものである。また海水の透明度のやや悪いところであれば，表面付近での熱量の吸収が増加するので，較差の増大することも可能である。

Fig. 2 と Fig. 3 の比較により，第 1 層の水温が第 2 層よりも低温を示すことがあることがある。これは，実際でも夜半から早朝の観測で見受けることのできるものである。Fig. 4 から見て，海流の強い場所とか，うねりのある場所などでは A の値は約 5 となつていることがわかる。

次に水温の上昇について考える。台風5906号により，約 4 日間に 2°C ほど表面水温が低下し，均一層が 40 m 付近にまで達していた。概算すれば海洋から放出されたエネルギーは 2500～3000 ly

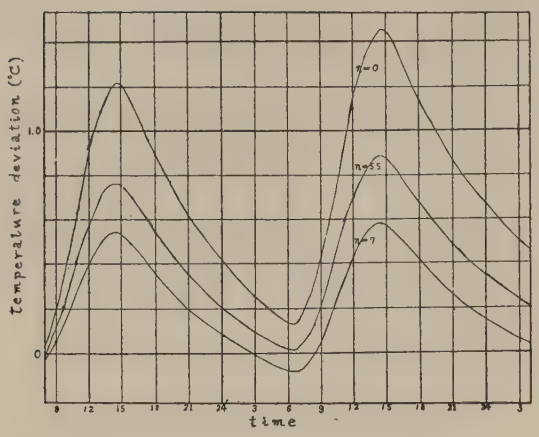


Fig. 2. Diurnal variations of the water temperature at the sea surface, in the case cloudiness is 0, 5.5 and 7.0 respectively when the vertical conductivity is assumed to be 0.55 cal/sec.

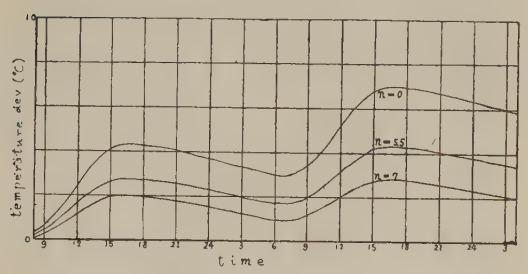


Fig. 3. Diurnal variations of the water temperature at the 2 meters depth, in the same conditions in figure 2.

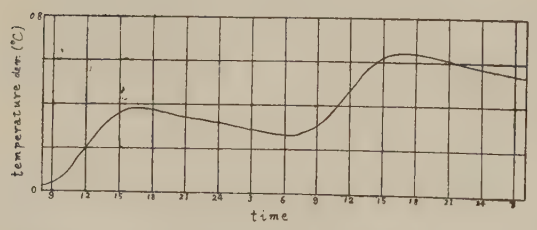


Fig. 4. Diurnal variations of the water temperature at the surface and at 2 meters depth, in the case clear sky when vertical conductivity is assumed to be 5.5 cal/sec.

となる[1]。これを，前節までにのべた，海洋の得たエネルギーから計算すれば，快晴の場合には約400 ly/day であるから，1週間で旧態に復することになる。平均雲量 5.5 の場合には 220 ly/day であるので 10日～14日，雲量7であれば 170 ly/day で 20日以上の日数を要することになる。実際には移流があることと，表面付近の水温が早急に昇温するので見掛け上はこの期間は短縮される。また台風 5811 号が8月初旬南点付近を通過した前後の観測より，Ogata[12] は表面水温が3 °C低下し，それが回復するのに約2週間を要したことを報告している。これを考えるときに，筆者の計算も合理的な数値であるといえる。

Table 2. Some result of the computation; daily range, increase of the water temperature of the sea surface in a day and the time when the water temperature is maximum and minimum value.

Cloudiness	Daily Range (°C)		Increase of T in a day (C°)		Time of max. T	Time of min. T
(0～10)	A = 0.55	5.5	0.55	5.5		
0	1.2	0.4	0.25	0.25	15～16	6～7
5.5	0.8	0.25	0.10	0.15	15	7
7	0.6	0.2	0.05	0.08	14～15	7～8

5. 摘　　要

1. 短波輻射等の計算にはブドウイコの著書にあるものを使用し，輻射の存在する時間は6時から18時までの12時間と仮定した。

2. 海水により吸収される輻射量は，その 70% を表面から 2m の間に，20% を 2 m から 10 m まで，10% を 10 m～42 m で吸収されるものと仮定した。

3. 熱の放出は基本式としては長波によるものは Brunt の式を，蒸発については Jocobs の式を使用した。しかし，風速，気温，水蒸気圧等は一定と考えたので，熱の放出は1日中一定と考えた。

4. 海中での熱の伝導は係数を1の大きさと仮定した。

5. 表面水温の日較差は雲量により異なるが，静かな海面で，雲量を5.5とすれば，0.8°C となり，この場合の平均水温は1日で 0.1°C 上昇したことになる。

6. エネルギーの受給量から，台風 5906 号の

後で四国沖の水温がもとの状態になるのに平均雲量で約2週間を要する。

6. むすび

水温の変化の説明に，輻射や，大気とのエネルギーの受授のほかに海水中の熱の伝導を考えた。短期間のものに限定したので，水平方向の変化は全く無視した。なお，この計算を実験するさいに，乱流伝導係数 A を常に一定と考えたこと雲の種類による輻射量の相違，気温，湿度，風速の変化を考慮していないが，詳しい計算には省略することのできないものである。

終りにこの論文を書くにあたって，いろいろ御指導して下さつた，神戸海洋気象台の菱田耕造博士，森安茂雄技官に厚くお礼を申しあげます。また貴重な文献を送つて下さつた農業技研の内島善兵衛博士に心から感謝の意をささげます。

文　献

1) 小長俊二 (1959)： 表面水温について，I，II，海と空，Vol. 35, No. 2～3, No. 4.
2) 小長俊二 (1960)：表面水温について III，日本海洋学会誌．Vol. 16, No. 2.
3) 内島善兵衛 (1959)： 水温熱収支の気候学的研究 農業技術研究所報告 A 第7号.
4) エム・イ・ブドウイコ (1956)： 地表面の熱収支 (内島善兵衛訳) 河川水温調査会.
5) KOIZUMI M. (1956): Researches on the variations of oceanographic conditions in the region of the ocean weather station "Extra" in the north Pacific ocean III. Pap. Meteor. geophys. Vol. VI, No. 3～4, and (VI) Vol. VII No. 2.
6) SVERDRUP et. al. (1942): The Oceans: Prentice-Hall.
7) 菱田耕造 (1954)： 海水の濁りに関する研究，日本海洋学会誌，Vol. 9, No. 3.
8) KIRILLOBA T.B. T.A. OGNEBA (1959): 水面熱収支の特殊性 (内島善兵衛謝) 水温の研究 Vol. 2, No. 5.
9) MORIYASU S. (1958): On the fluctuation of the Kuroshio south of Honshu (2) Mem. Kobe Mar. Obs.
10) 奥田節夫 (1960)： 内湾締切後における淡塩水の交換，日本海洋学会誌 Vol. 16, No. 1.
11) 須田暁次 (1933)： 海洋科学 (古今書院).
12) OGATA T. (1960): On the relation of the generation and passage of a Typhoon to sea surface conditions. Mem. Kobe Mar. Obs.
13) 関原彊他 (1958) 地球大気の熱経済．気象研究ノート，第8巻，第2号

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2, June 1961

On the Influence of the Monsoon on the Oceanographic Conditions*

Shigeo MORIYASU**

1. Introduction

We indicated that the fluctuation in the position of the current axis of the Kuroshio was not striking in the sea southeast of Kyūshū, Japan (MORIYASU, 1956). However, we frequently found thereafter that the current axis moved offshore in the sea in winter. The results are based upon the observations carried out once a season and so the fluctuation of the smaller scale is out of consideration even if it occurs (in the most cases, we can not see whether the fluctuation of such a scale occurs, on account of the scantiness of the observations). We can take some factors which influence the fluctuation. However, it should be noticed that the remarkable fluctuation is found almost in winter only. Taking account of this fact, we expect that it depends upon the monsoon in winter which continues nearly constantly.

It is well-known that the upwelling predominates under the influence of the wind off the coast of California, U.S.A. from spring to summer (for example, SVERDRUP et al., 1942). The mechanism of its occurrence has been studied by many oceanographers and, especially, a series of Yoshida's works has physically treated it and has much contributed to solving the question (YOSHIDA, 1955 a, b). And it was suggested by some oceanographers that his works would be useful for the forecasting of the fluctuation in the sea around Japan.

From the oceanographic viewpoint, there are many differences between two regions. For example, the strong current, the Kuroshio, is found in our region, but there is no strong current off the coast of California. Therefore, we should discuss the problem in the different way from that used in the latter. However, we can find some resemblance between them. In this paper, we discuss the relation between the fluctuation and the wind, taking account of the points noted above.

2. The variation in the sea southeast of Kyūshū in winter

In this section, we show the variation in the section southeast of Toi-misaki, Kyūshū (Fig. 1) in winter by using the data observed

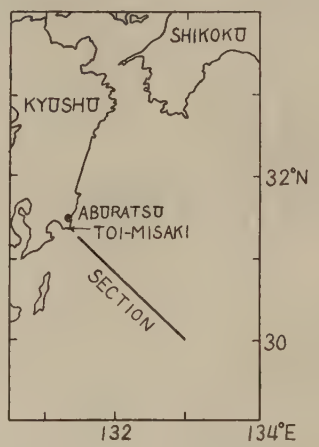


Fig. 1. The location of the hydrographic section.

on board the Shumpu-Maru (published in The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations, J.M.A.). In Fig. 2, we illustrate the vertical section of $10^5 \Delta_{st}$ in October~December and in February~March. Since $10^5 \Delta_{st}$ is dependent on σ_t only, the surface of equal value of $10^5 \Delta_{st}$ means the isosteric surface. Now, we express the characteristic feature in four examples.

(A) from October 28, 1954 to March 15, 1955

There is not a remarkable variation except for the layer above the depth of 200 m, where $10^5 \Delta_{st}$ is less in March than in October and has nearly constant value in March. And the position of the current axis and the current velocity are hardly changed.

* Received Feb. 17, 1961.
** Kobe Marine Observatory.

(B) from November 11, 1955 to March 6, 1956

The homogeneous upper layer is found in March. The depth of the isosteric surface is generally less in March and this variation is especially striking at the distance of about 40 nautical miles from the coast. In March, the current axis is a little more distant from the coast and the current velocity is greater.

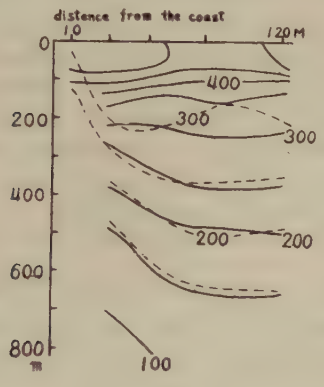
(C) from November 28, 1956 to March 5, 1957

The homogeneous layer develops in March. The depth of the isosteric surface is much less at the distance of about 40 nautical miles from the coast in March and the maximum difference in the depth amounts to about 200 m, but it almost vanishes near the coast and far offshore. As the results, the isosteric surface is slightly convex upwards and even the southwestward current is found and the current axis is much more distant from the coast.

(D) from October 30, 1958 to February 27, 1959

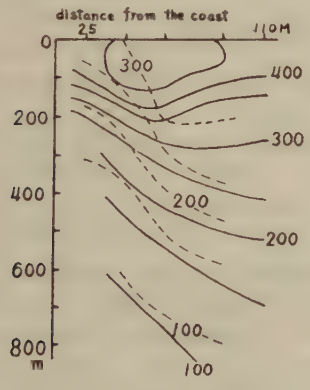
The upper homogeneous layer has the same feature as in the cases noted above. The depth of isosteric surface is much less at the distance of about 40 nautical miles from the coast in February. But, such a variation is not found near the coast and offshore. Therefore, the current axis is more distant from the coast in February.

From the four examples, we can find the following characteristic features. With the exception of the first case, the decrease in the depth of the isosteric surface is remarka-



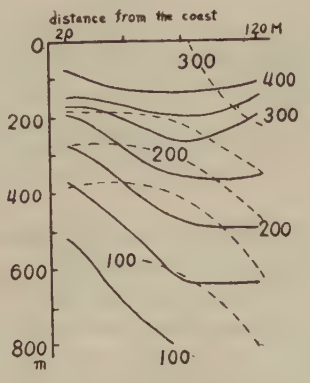
(A)

Full lines: Oct. 28~29, 1954. Broken lines: Mar. 14~15, 1955.



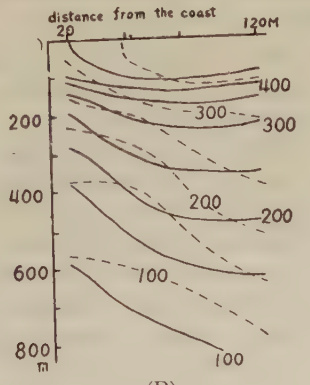
(B)

Full lines: Nov. 11, 1955. Broken lines: Mar. 6, 1955.



(C)

Full lines: Nov. 28~29, 1956. Broken lines: Mar. 4~5, 1957.



(D)

Full lines: Oct. 30~Nov. 6, 1958. Broken lines: Feb. 26~27, 1959.

Fig. 2. Vertical sections of $10^5 A_{st}$.

ble in the middle part of this section and the current axis of the Kuroshio moves offshore and even the southwestward current is observed near the coast in February~March. The decrease in the depth of the isosteric surface does not mean the ascending motion as pointed out by Yoshida (1955 b). In Table 1, we show the computed vertical velocity

Table 1. The mean vertical velocity computed from formula (1). x is the distance in nautical miles from the coast. w_h is indicated in cm/sec.

Case	x	$w_h\times10^3$	x	$w_h\times10^3$
A ('54-'55)	55	1.76	75	0.79
B ('55-'56)	40	−4.68	65	3.69
C ('56-'57)	50	−1.05	85	−1.57
D ('58-'59)	46	−0.82	76	−0.04

in the middle part of the section, where we use the formula derived by Yoshida, that is,

$$w_h=\frac{\partial h}{\partial t}-B\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}\quad(w_h \text{ is downward positive}). \tag{1}$$

h is the thickness of the homogeneous layer (here, the depth of $10^5\Delta_{st}=250$), and B is the coefficient of lateral mixing and is assumed to be 10^7 cm^2 sec^{-1} and x is the distance from the coast. From this consideration, we deduce that the ascending motion frequently occurs in this section in winter.

3. The effect of the coast upon the vertical motion

We have shown that the upwelling in the region is remarkable at the distance of about 40 nautical miles from the coast. Now, it should be discussed whether the upwelling is under the influence of the boundary, i.e. the coast. According to Yoshida's study, the coastal upwelling is limited within about 50 km from the coast. There is not a strong current off the coast of California, while the strong current is near the coast and the shear is considerably great in the coastal region in our case. This is an important difference. Considering the shear, we discuss the effect of the coast.

Though we do not discuss the early stage, we estimate the breadth of the region under the influence of the coast by the similar method to Yoshida's. Our model is a little modified. Namely, we assume the existence of shear. Then, the equation of motion in the upper layer is

$$fv=\frac{\partial p}{\partial x}, \tag{2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial x}+f'u=\frac{\tau_y}{H}+B\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \tag{3}$$

where

$$f'=f+\frac{\partial v}{\partial x}.$$

u and v are the eastward and the northward component of the current, respectively. τ_y is the north component of the wind stress at the sea surface and H is the average of the thickness of the upper homogeneous layer h. Considering the condition of quasi-isostatic adjustment and combining (2) and (3) with (1) and the equation of continuity, we have

$$\frac{\partial^2 w_h}{\partial x^2}-k^2\frac{f'}{f}w_h=\frac{k^2}{f}\frac{\partial \tau_y}{\partial x}, \tag{4}$$

where $k=\dfrac{f}{\sqrt{gH\Delta\rho}}$ and $\Delta\rho$ is the difference in the density between the upper and the lower layer. On the boundary conditions

$$\text{at}\quad x=0,\qquad \frac{\partial w_h}{\partial x}=\frac{k^2}{f}\tau_y\Big|_{x=0},$$

$$\text{at}\quad x\to\infty,\qquad w_h=0,$$

we have the solution

$$w_h=-\frac{k^2}{2f}\left[\int_0^\infty e^{nk(x-\xi)}\tau_y d\xi-\int_0^x e^{-nk(x-\xi)}\tau_y d\xi+e^{-nkx}\int_0^\infty e^{-nk\xi}\tau_y d\xi\right],$$

where $n=\sqrt{\dfrac{f'}{f}}$. When f' equals f, it gives the solution in the case of no shear. In order to show the effect of shear, we consider the case that τ_y is constant. Then, we have

$$w_h=-\frac{k}{\sqrt{ff'}}\tau_y\exp\left(-\sqrt{\frac{f'}{f}}kx\right).$$

Thus, if f' is larger than f (positive shear), the decrease in w_h with the distance is more striking and w_h is smaller as compared with

the case of no shear. If there is negative shear, the contrary condition is seen. In Fig. 3, we illustrate $-\frac{w_h}{\tau_y}$, where $f=7.51\times10^{-5}$ sec^{-1} ($\psi=31°$), $\Delta\rho=2.14\times10^{-3}$ g/cm^3, $H=100$ m and so $k=0.511\times10^{-6}$ cm^{-1} are taken. These

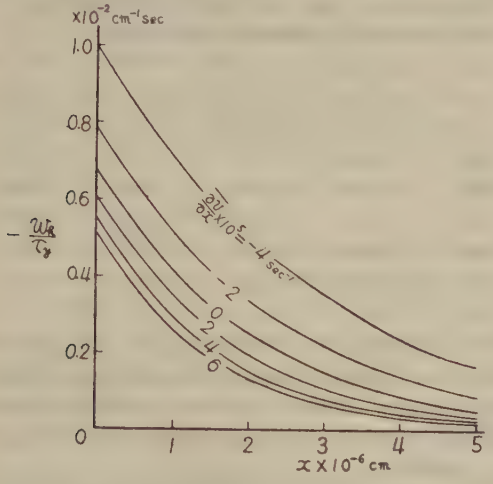


Fig. 3. The change in the vertical velocity with the shear and the distance from the coast, where $f=7.51\times10^{-5}$ sec^{-1} ane $k=0.511\times10^{-6}$ cm^{-1}.

numerical values are estimated on the basis of the observed results and the upper layer is the layer of $10^5\Delta_{st}$ below 250 ($\sigma_t=25.49$). When the Kuroshio is very near to the coast and its velocity is great, the shear is thought to be able to amount to 4×10^{-5} sec^{-1} and the region of vertical motion is much reduced. As the station is more than 20 nautical miles away from the coast, it is concluded that the section is not under the influence of the coast.

4. The vertical velocity in the region under no influences of the coast

The section discussed here is found not to be influenced by the coast as shown in the previous section. Then, we discuss the vertical velocity as related with the wind stress after YOSHIDA's model. Here, we consider the effect of shear, too.

Considering the shear and the lateral mixing, we give the following equation of motion in the upper layer:

$$fv=\frac{\partial p}{\partial x}$$

$$u\left(f+\frac{\partial v}{\partial x}\right)=\frac{\tau_y}{H}+B\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}.$$

The notation is the same as in Section 3. Using the equation of continuity, we have

$$w_h=\frac{-1}{\left(f+\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2}\left[\left(\frac{\partial\tau_y}{\partial x}+B\frac{\partial^3 v}{\partial x^3}\right)\left(f+\frac{\partial v}{\partial x}\right)-\left(\tau_y+HB\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}\right)\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}\right].$$

The estimation of the order of terms in the right hand side is not easy. As a simple example, we assume a constant shear. Then, we have

$$w_h=\frac{-1}{f+\frac{\partial v}{\partial x}}\cdot\frac{\partial\tau_y}{\partial x}.$$

Therefore, the positive shear diminishes the vertical motion and *vice versa*. Namely, the vertical motion is difficult to occur in the region with positive shear and *vice versa*. If $\frac{\partial v}{\partial x}$ vanishes, the result coincides with YOSHIDA's. As $\left|\frac{\partial v}{\partial x}\right|$ hardly exceeds $|f|$ in general, the sign of w_h is always contrary to that of $\frac{\partial\tau_y}{\partial x}$. Therefore, our consideration is not essentially different from YOSHIDA's theory and the effect of shear appears in the speed of vertical motion only. We show the dependence of w_h upon $\frac{\partial v}{\partial x}$ in Fig. 4. The

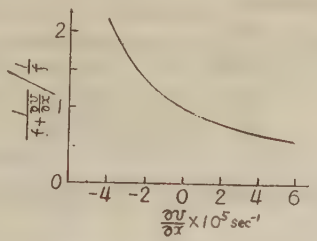


Fig. 4. The effect of the shear upon the vertical velocity, where $f=7.51\times10^{-5}$ sec^{-1}.

speed for $\frac{\partial v}{\partial x}=-4\times10^{-5}$ sec^{-1} is nearly twice that for $\frac{\partial v}{\partial x}=0$. However, the negative shear is not so large and the speed has not

such a large value in our region. On the other hand, it is possible that the positive shear has large values, but the diminishing of speed due to positive shear is not striking. From these consideration, the effect of shear is not thought to be very important.

5. Practical example

In Section 2, we have described the variation in winter and made clear that the ascending motion frequently occurs in a certain part of the section in the season. We have found the relation between the vertical motion and the wind stress in Section. 3. In this section, we discuss the relation by using the practical data.

The vertical velocity has been given in Section 2, but the wind stress is not obtained. Therefore, we must estimate the wind stress. We compute the wind velocity perpendicular to the section by using the geostrophic wind. And then, we estimate $\frac{\partial \tau_y}{\partial x}$. Since the process can not have satisfactory accuracy in practice, we use an approximate method. We have

$$W = \frac{1}{f\rho_a}\frac{\partial p}{\partial x},$$

$$\tau_y = \gamma \rho_a W^2,$$

where the notation is as follows:

W: geostrophic wind velocity.
ρ_a: density of air.
p: atmospheric pressure.
γ: constant.

Accordingly, $\frac{\partial \tau_y}{\partial x}$ is given as follows:

$$\frac{\partial \tau_y}{\partial x} = \frac{2\gamma}{f^2 \rho_a}\frac{\partial p}{\partial x}\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}.$$

This relation indicates $\frac{\partial \tau_y}{\partial x}$ has the same sign as $\frac{\partial p}{\partial x}\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$. In the season, the atmospheric pressure is higher on the Asiatic Continent than on the sea south of Japan and so $\frac{\partial p}{\partial x}$ is negative (x is positive southeastward).

For this purpose, we use the monthly mean atmospheric pressure on the extension line of the section and compute $\frac{\Delta p}{\Delta x}$ and $\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$. In Table 2, we show the value of $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ at Aburatsu (see Fig. 1). Here, we use the distribution of monthly mean atmospheric pressure at the sea surface given in Geophysical Review, J.M.A. It is more desirable to compute $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ in more offshore region, but this computation has greater errors in estimating the atmospheric pressure in the offing. Table 2 indicates the following characteristics:

Table 2. $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ at Aburatsu. p and x are indicated in mb and the length corresponding to the 1 degree of latitude, respectively.

	A ('54-'55)	B ('55-'56)	C ('56-'57)	D ('58-'59)
Nov.	−0.03	0.10	0.12	0.14
Dec.	−0.16	0.15	0.08	0.12
Jan.	−0.11	−0.04	−0.02	−0.10
Feb.	−0.08	−0.19	0	−0.02
Sum	−0.38	0.02	0.18	0.14

(1) $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ is positive $\left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x}\text{ is positive}\right)$ in November and December except for the year 1954 (case A).

(2) $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ is negative $\left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x}\text{ is negative}\right)$ in January and February of all cases.

(3) The sum of $\frac{\Delta p}{\Delta x}\frac{\Delta^2 p}{\Delta x^2}$ is positive except for case A.

The second point is thought to be a general feature in winter and it is not significant in the discussion. We are interested in others. Comparing these features with the result in Section 2, we find that w_h is well corresponding with $\frac{\partial \tau_y}{\partial x}$ in the sign. However, the relation is not quantitatively strict but it is only qualitatively approved. Though YOSHIDA concluded that there was a time lag, it is not strictly decided from our data. It is probable on the basis of our data that $\frac{\partial \tau_y}{\partial x}$ in November~December is very effective on w_h.

We should take account of the effect of shear, but the discussion is qualitative and the shear is not large $\left(\left|\frac{\partial v}{\partial x}\right| < 1\times10^{-5}\,\mathrm{sec}\right)$ in the case, and so it may be neglected.

6. Concluding remarks

We have verified by using four examples that the ascending motion is frequently found in the certain part of our section in winter. But, it can not be concluded that the motion does not occur in other seasons. In this paper, we have not referred to what is the cause for the motion.

Considering that the phenomenon frequently occurs in winter, we have expected that it is related with the monsoon and discussed the relation between them on reference to YOSHIDA's study on the upwelling. In our region, the Kuroshio is very near to the coast and the shear near the coast is considerably large and the vertical motion is striking at the distance of about 40 nautical miles from the coast. The effect of the shear and of the boundary upon the vertical motion has been discussed. As the results, we have found that our section is not under the influence of the boundary and that the vertical velocity is dependent upon curl of wind stress on a simple assumption. The effect of the shear appears in the change of the breadth of the boundary zone where the coast is effective, and of the vertical speed. As the absolute value of the shear in our region does not exceed the Coriolis parameter, the effect of the shear only modifies the results obtained in the case of no shear, that is, it is not essential. However, the large negative shear has considerable effects.

Using the four examples, we have confirmed that the vertical velocity is dependent upon curl of wind stress. Here, the wind stress can not be accurately computed and the distribution of monthly mean atmospheric pressure has been approximately used.

Thus, we can find the relation between the wind stress and the vertical motion and expect that the fluctuation in the oceanographic conditions is corresponding to the vertical motion. We can expect other causes for the fluctuation. It is possible that the fluctuation is due to the fluctuation of the general circulation in the North Pacific. We may have to discuss this point based on the sufficient data. As the phenomenon is of small scale, it will be more natural to think it to be under the influence of the local factor. We have discussed the relation between the wind stress and the vertical velocity after YOSHIDA's method, but some problems are left unsolved. The breadth of the boundary zone has been discussed without regard to the depth, which is less than 800 m from the coast to 20 nautical miles away. Accordingly, we should consider its effect in future.

Acknowledgement

The author wishes to express his gratitude to Dr. K. YOSHIDA for his encouragements and suggestions and to Mr. S. KONAGA for his advices.

References

MORIYASU, S. (1956):
On the fluctuation of the Kuroshio south of Honshū (1). Oceanogr. Mag. 8, 2.

SVERDRUP, H. U. (1942):
The oceans. Prentice-Hall.

YOSHIDA, K. (1955 a):
Coastal upwelling of the California coast. Rec. Oceanogr. Works, Japan. **2**, 2.

YOSHIDA, K. (1955 b):
An example of variations in oceanic circulation in response to the variation in wind field. Journ. Oceanogr. Soc. **11**, 3.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2, June 1961

今治海岸におけるいわゆる「軍艦波」について*

竹内能忠**・七沢　謙***

About "GUNKAN-NAMI" (warship wave) which Reaches on the Imabari Beach as Significant Breakers.

Y. TAKENOUTI** and K. NANASAWA***

Abstract: The significant breakers occurred on the beach of Imabari, when 3DEs of 7th Escort Division on July 1959 and DD "TAKANAMI" belonged Kure Regional District, on February 1960 passed along the Bingonada Course to west, shown on fig. 1 and these breakers damaged some fishers and many fishing boats on the beach.

Taking consideration of these accidents, JMSDF conducted the ship running test off Imabari of the same course by DD on July 1960, with the object of obtaining the necessary data to navigate safely on that sea.

In this paper, we report the outline of this test and the results obtained by making use of these observed data. They may be summarized as follows:

1. Even if the ship turns to the west from the south-west near No. 1 Buoy, the transverse waves created before she turns continue to advance directly toward the coast of Imabari, because the coastal line makes a right angle with Bingonada Course.

2. As the ship moves at 22 knots or more, these waves are refracted by the effect of the bottom topography on their way, and their orthogonals concentrate at the central part of this coast and Mihocho beach. As the result, these waves become higher in height at these beaches. But, when ship speed is 18 knots or less, Gunkan-nami does not quite appear or a little, because these waves are not affected by the bottom topography except near the coast.

3. Gunkan-nami becomes higher especially off the central part of Imabari beach. Tidal current bends the direction of wave to current direction, so, these higher waves reach Mihocho beach while north current and Tempozan beach while south current.

4. Even if the type of ship is different, we can roughly calculate about the height of Gunkan-nami, if the ship speed, the transverse waves' height and the length of the wave crest are known.

1. 前　言

昭和 35 年 2 月，海上自衛隊の護衛艦 "たかなみ" 基準排水量 1700 トン）が，今治沖を呉に向け西航したさい，今治市美保町海岸へ突然大波が数分間にわたり押寄せ，同海岸に係留していた数トン程度の漁船 200 隻のうち，約 50 隻にかなりの損傷を与えた。この種の大波は，昭和 34 年 7 月，同じく海上自衛隊第 7 護衛隊所属の護衛艦 3 隻が編隊で今治沖を西航したさいにも発生している。現地では，この種の大波を "軍艦波" と呼んで，軍艦が沖合を通るたびに非常な警戒を払つている由である。

船が狭水道を通過するさいや，汀線のごく近くを航過するさいには，船首波 (Bow wave) のため，時に被害が発生することもあるが，軍艦波の場合は，艦が海岸から 2 浬以上も離れた沖合を航過しているのに発生していること，また，この種事故の前例は今治以外の地方ではあまり聞かれないことから，これは今治地方特有の現象であると思われる。

従来，船の波に関しては，Lord KELVIN が水面を進む一つの pressure point を考えて解を求

* 1961 年 4 月 3 日受理
** 気象研究所 Meteorological Research Institute
*** 防衛庁海上幕僚監部気象班　Maritime Staff Office, Defence Agency

め，これが実際の pattern と良く一致することを明らかにしている。さらにこの研究は，HAVEIOCK, J.J. STOKER ら[1] によつて発展してきたが，いつたん発生した船の波の伝播の問題はあまり取扱われていない。一方，海の自然波の伝播については，SVERDRUP, MUNK ら[2] のすぐれた論文が数多くあるが，船の波を自然波と同一に扱つてよいかどうかについては明らかにされていない。

海上自衛隊では，今後の事故防止に資するため，今治沖合で一連の航走実験を行ない，軍艦波の発生機構を明らかにすることとし，現地方隊が担当して，昭和 35 年 7 月 2 日から同月 6 日までの間，連続して実験が行なわれた。この実験は，海上保安庁第 6 管区海上保安本部，今治市当局，今治市漁業組合等の協力を受けて極めて順調に行なわれ，多大の成果を収め得た。筆者らは，本実験計画の立案，ならびに観測結果の解析の面で協力してきたが，ここにその得られた成果の一端を報告し，大方の批判を仰ぎたい。

2,　実験計画立案のための一考察

来島海峡の常用航路を Fig. 1 に示す。

* ●:　Observational unit
←:　Binganada-Kurushima Lane

Fig. 1. Bottom topography off beach of Imabari, showing Bingonada-Kurushima Lane and the experimental disposition for Gunkan-nami.

図から見られるとおり，備後灘方面航路と今治海岸とはほぼ直交し，航路 BC と同海岸とは約 20° の角をなしている。一方，今治沖は，距岸 100～200 m までは水深 5 m 以下の遠浅で，そこから急に深くなつているが，等深線はいずれも海岸線に平行である。第 2 ブイから第 3 ブイにかけての間は，水深 20 m 以下の浅瀬となつており，このため，船舶は約 4 浬の距離にわたつて，この浅い海上を航行することとなる。

来島海峡は潮流が非常に強く，その最強時には 6 ノットにもおよび，ほぼ 6 時間ごとに南流と北流とが交代する。第 2 ブイから北東の海域では，南流時・北流時とも潮流は航路にほぼ平行に流れ，今治沖 1 浬以内の流向は常に海岸に平行であるが，この両者の中間の海域では流向の変化はやや複雑である。

次に軍艦波の発生条件について考察する。

現地漁師の経験によれば，船が備後灘方面から相当な高速で西航のさいに限つて発生し，東航船の場合は高速でも発生しない由である。また，潮が北流で，潮位が中期から低潮にかけての頃に多く発生するとのことである。第 7 護衛隊の航舶日誌から来島海峡通航記録を拾うと，東航 18 回，西航 17 回のうち，22 ノット以上で西航の場合は必らず軍艦波が発生し，それ以下の速力，あるいは 22 ノット以上でも東航の場合は発生していない。したがつて，軍艦波となる船の波は，西航時に艦が第 1 ブイを通過するまでに発生した艦尾波が，そのまま直進して海岸に達する場合と，第 1 ブイで変針したさい，あるいは変針後の艦首波が，海岸に到達する場合の二通りが考えられる。しかし，波高は進行距離に比例して減少すると考えると，艦首波の進行速度は艦尾波の約 1/3 としてよいから，艦首波の波長は艦尾波より短かく，それだけ海底地形の影響は受け難いことなども考え合わせれば，軍艦波と艦尾波との間の関係のみを考慮すればよい。したがつて，観測の重点を，第 1 ブイで変針するまでに発生した艦尾波に置き，その波が艦を離れてから，海底地形や潮流の影響を受けて，どのように進行してゆくかを観測によつて明らかにすれば，軍艦波の発生機構は自づから明らかになるものと推論される。

3. 実験の方法

1. 実験艦の航走要領

以上の考察から，備後灘の第4ブイ付近（第1ブイの手前約7浬）で，常用航路に沿つて西航し，馬島の南東0.5浬で停止，反転することとした。

航走開始後の速力は 24, 20, 18, 16 ノット（対水速力）を用い，さらに第1ブイ付近，第1ブイの東2浬，同4浬，同6浬の地点で 24 ノットから 14 ノットに減速させた場合の船の波の海岸到達状況の変化も観測することとした。しかしながら，これだけでは充分でないので，さらに潮流や潮位の変化も考慮して，前述の各種速力に，南流および北流の初期，中期，末期をそれぞれ組合せることにした。1回の航走に，約3時間（復航の時間も含む）を要するから，実験を昼間だけに限れば，1日に3～4回の航走が可能であり，このようにして，本実験では計 13 回の航走を行なつた。

ここで問題になるのは，航走艦は毎航走のつど常に一定のコース上を通れるか否かである。実際には，潮流や気象の影響によつてこれが不可能なため，各航走のつど，毎3分ごとに陸測および電測によつて艦位置を求め，航跡図を作成した。幸い，内海で陸標が非常に多いため，この精度は極めて高いものである。

2. 空中写真撮影

艦尾波の観測は，航走艦の艦尾から観測員が66測距儀や距離測定索を用いて，その波長を，また目測や六分儀を使つてその波高を測定したが，さらに空中から航走艦の波を撮影する方法をとつた。使用機は海上自衛隊の対潜哨戒機 P2V-7 (*Neptune*) が写真撮影にもつとも適しているので，同機1機を使用し，5,500 フィートの上空から 55 式自動航空カメラを用い，オーバーラップ7割，間隔3秒で航走艦の波を連続写真撮影[3]した。撮影方向は鉛直下方にとつた。地形測量の場合は，これで充分高さも測れるが，被写体そのものが動くものであるため，露光間隔3秒にとつたのは失敗であつた。むしろ，機の両翼にカメラを固定し，同時に撮影したほうが結果は良かつたのではないかと考えられる。しかし，この方法でも，撮影された範囲は横 1 km，縦 2 km なので，各波長や，各波列の方向や長さの測定は可能であつた。

同様な方法で，船の波が航走艦から離れて，第1ブイと海岸との中間海上付近，および海岸付近に到達したときを見はからつて写真撮影したが，このほうは，波そのものがかなり小さくなつていたので，写真からこの波を判別するのは著るしく困難で，従つてその精度もあまり期待できない。

3. 海上における観測

第1ブイと海岸とのほぼ中間の海上に，約 300 トンの観測艇を碇置させ，次々に到達する船の波を，その波高や周期について観測したほか，小野式潮流計を 10 m の深さに，エクマン流速計を 5 m の深さに沈めて潮流の観測も併せ行なつた。波高の測定に使用した測器は，呉地方隊で作つたフルード波高計であるが，通常の方法では潮流のため倒されてしまうので，本体に三本の索をつけて艇尾の三方に張り，これを絶えず調節して，常に波高計が垂直を保つようにしたが，その結果は極めて良好であつた。

4. 陸上における観測

海岸4カ所に観測隊を分散配置し，それぞれ海中に目盛を施した波高測定用ポールを設置して，船の波の到達時刻や，波高・周期などを観測したほか，協和商工社製の水圧式自記波浪計による波浪自記，16 mm カメラを用い撮影速度 8 駒/秒にして，いそ波の連続撮影，小野式潮流計による海岸付近の潮流観測も併せ行なつた。

水圧式自記波浪計は，水深約 8 m の海底に本体を設置し，それからひいた電線を海岸に設けた自記部につないで，海岸で即座に記録状況が判るようにした。なお，周期8～9秒の波に対し，もつとも強く受感部が働らくよう，本体設置の前にあらかじめ調節して置いたが，観測された船の波の周期は6～10秒であつたので，良好な結果を得ることができた。

小野式流速計は，美保町海岸から約 90 m の沖合に，海面から 2 m の深さに沈めたが，風浪の大きいときはなかなか水平を保ち難く，記象がやや粗雑になる欠点がある。幸い，本実験では概して好天に恵まれ，良好な記録が得られたが，7月

6日の記象はやや不鮮明であつた。

5.　その他の観測

海上における観測艇，および海岸で毎時間気象観測を行なつたほか，表面水温の測定，係留漁船を用いての波によつて受ける影響程度の判定等を実施した。

また，併岸流や rip current の観測をするため，ブイを海中に投入してそれを追跡させたが，その流れよりも風の作用が大きくきいて観測値は信頼し難い状態だつたため1回実施したのみで中止することとした。

4.　観測結果に対する一考察

1.　艦尾波の進行速度

艦尾波が艦に対し常に一定の位相を保つて追随してゆくためには，艦尾波の進行する位相速度—phase velocity—は，艦速に等しくなければならない。この波は海面における擾乱で作られたものであるから，当然表面波であつて，この作用は海底にまで達することはないはずである。しかし，この来島海峡付近の水深はあまり深くなく，一

Table 1.　Time when ship wave near each point reached the coast of Imabari.

Date / Time (Work No.)	Speed of Ship (knots) Log Speed	Retard	Distance (N. miles) from each point to coast Starting (Time)	Retarding (Time)	Turning (Time)	Reached time Actual* 1st wave	Actual* Last wave	Calculated** Wave near Turning	Retarding	Starting
nd h 2.09 (8)	14	no	14.22 h m (08.30)		2.38 h m (09.20)	unknown	unknown	h m 09.40		h m 10.49
2.12 (9)	〃	〃	9.24 (11.12)		1.70 (11.45)	h m 12.07	h m 12.18	12.00		12.31
3.10 (13)	18	〃	12.76 (09.34)		2.04 (10.09)	10.24	10.47	10.23		10.59
3.12 (14)	〃	〃	10.88 (11.54)		1.98 (12.24)	12.37	12.53	12.37		13.07
2.16 (10)	〃	〃	14.95 (15.09)		1.32 (15.57)	16.07	16.23	16.06		16.49
6.14 (28)	20	〃	15.52 (13.30)		1.40 (14.12)	14.20	unknown	14.20		15.03
4.14 (19)	24	〃	14.23 (13.45)		1.58 (14.18)	14.25	14.53	14.26		14.56
5.12 (23)	〃	14 kts. at No. 1 B.W. E. 2 miles	13.21 (11.16)	4.50 (11.38)	2.05 (11.45)	11.54	12.19	12.03	12.01	12.22
4.12 (18)	〃	〃	15.00 (11.00)	4.57 (11.27)	2.51 (11.33)	11.45	12.06	11.55	11.50	12.15
5.15 (24)	〃	〃	15.00 (14.30)	4.50 (14.57)	2.03 (15.06)	15.14	15.42	15.23	15.20	15.45
3.18 (15)	〃	〃	10.55 (17.00)	4.44 (17.16)	2.00 (17.24)	17.37	17.54	17.41	17.38	17.53
5.09 (22)	〃	14 kts. at No. 1 B.W. E. 4 miles	13.10 (08.36)	6.48 (08.53)	2.64 (09.06)	09.17	09.37	09.29	09.25	09.42
6.10 (27)	〃	14 kts. at No. 1. B.W. E. 6 miles	13.59 (09.15)	8.51 (09.28)	2.21 (09.51)	unknown	unknown	10.10	10.11	10.23

*　by wave recorder prepared near the coast.

**　as the wave advanced with group velocity.

方，艦速は比較的大きいから，ここにできる波の波長も長い。それで，この場合には純粋な表面波ではあり得ない。すなわち，波は表面波と長波との中間の様相を呈し，波速 c は

$$c = \sqrt{(g\lambda/2\pi)\tanh(2\pi h/\lambda)}$$

で与えられることになる。ここで，λ は波長，h は水深である。波の位相速度 c は艦速 v に等しいとして上式を用いて計算した波長を，実測値と比較してみると，次表のとおりかなり良く一致している。

艦速 (kT)	14	18	20	24	
波長 (m)	32	52	66	107	(計算値)
〃	34	55	61	108～112	(航空写真からの実測)
〃	28	54	60	107	(艦上観測による実測)

これから，艦尾波は艦速に等しい位相速度をもつが，波形の進行速度はこの位相速度をとるべきでなく，当然群速度—group velocity—をとるべきである。試みに，艦が一定速力で変針点まで航行した場合，波形は群速度で進むと考えて，変針点や航走開始地点の艦尾波が海岸に到達する時刻を計算し，自記波浪計に感知された第1波および最終波の時刻と比較したのが Table 1 である。

この表で，変針点に到達する以前に，艦が 24 ノットから 14 ノットに減速した場合は，この両者は一致しないが，この点に関しては，減速時の波や減速前の波が変針点の波を追越してさきに到達したものと考えるべきで，これらの場合を除けば，すべて非常によく一致している。

2. 波高の変化

簡単のため，艦尾波の峯が左右に拡がるにつれて波高が減少するものと考える。

艦速 24 ノットおよび 18 ノットのときの艦尾波の峯の長さを航空写真から求めると，

艦速 kT	第1波 m	第2波 m	第3波 m	第4波 m	第5波 m
24	130	*190	250	320	420
18	60	110	150	200	260

* 印は航走艦の艦尾から見た場合は，艦尾方向に最初に見える波である。

であり，各峯の末端を連ねる線と艦首尾線とのなす角は約 30° である。また，峯の拡がる速度を計算すると，いずれも 7～8 m/s となる。

航走艦の艦尾から，艦尾方向の最初の波について観測した波高は，24 ノットで 2.0 m，18 ノットで 1.2 m，14 ノットで 0.4 m であつた。しかし，峯は一様な高さではなく，航跡付近で一番高く，それから左右では次第に減少し，艦首波と交わる付近で再び高くなり，その先は急に消えている。ここで観測したのは中央のもつとも盛上つた部分である。

次に，各航走のつど，航走艦で観測した艦尾波の波高，および，海上観測艇や海岸で観測した最大波高を Table 2 に示す。

さて，艦速 24 ノットのとき，航走艦で測定した波高は 2.0 m であつて，この波の峯の長さは航空写真から測れば 190 m である。峯の長さが拡がる速度は 8 m/s であり，変針点から海岸までの距離は 2 浬前後であるから，変針点の波が海岸に到着したときの峯の長さは，波形が群速度で進むとして，5300 m に達していると考えられる。

波のエネルギーの流れる量は $1/2\,\rho g a^2 c$ であるから，全エネルギーは $1/2\,\rho g a^2 c L$ で与えられる。ここで c は波速，a は波の振巾，L は波の峯の長さである。伝播の途中の損失を無視すれば，これは常に等しい。従つて，途中の屈折等を考慮しなければ，波の振巾と峯の長さとの間には，

$$(a'/a)^2 = L/L'$$

の関係がなりたつ。

$L' = 190$ m で，$2a' = 2.0$ m とすれば，海岸で $L = 5300$ m ならば，$2a = 37$ cm となる。さらに海上観測艇位置では，$37 \times \sqrt{4/3} = 49$ cm となる。海上観測艇における波高の測定値は，ばらつきが大きく，0.4 m から 0.9 m まで変つている。これは倍率で 4/5 倍及び 2 倍である。また海岸の第1観測点では 0.3 m から 1.2 m まで変つている。これは倍率で 4/5 倍および 3 倍である。観測艇位置における水深は 40 m，第1観測点では 20m くらいであるから，これは磯波現象と解釈すべきではない。

一方，艦速 18 ノット，14 ノットでは，航走艦で観測した波高は 1.2 m および 0.4 m で，こ

Table 2. The observed maximum wave height.

Date. Time (Work No.)	Speed of ship (knots) Log Speed	Retard	Tidal current at Kuru-shima	at sea about 1′ off coast	at near coast	Maximum wave height transverse	at sea about 1′ off coast	at coast of MIHO-CHO	At coast of TEMPO-ZAN
nd h						m	m	m	m
2.09 (8)	14	no	last of N	NW kT 1.4	NW kT 0.2	0.4			
2.12 (9)	〃	〃	biginning of S	S E 0.2	S E 0.6	0.4			
3.10 (13)	18	〃	last of S	N N W 2.0	unknown	1.2	0.4		
3.12 (14)	〃	〃	biginning of S	S W～W 0.6	unknown	1.2	0.8	0.4	
2.16 (10)	〃	〃	last of S	S E 2.2	unknown	1.2	0.6	0.3	
6.14 (28)	20	〃	last of N	NW 1.8	NW 0.2		0.7	0.2	0.8
4.14 (19)	24	〃	biginning of S	S E 1.0	S E 0.6		0.8	0.9	0.8
5.12 (23)	〃	14 kTS at No. 1. B.W. E. 2 miles	height of N	S W 2.2	unknown	2.0	0.4	1.2	0.9
4.12 (18)	〃	〃	last of N	N N W 1.8	S E 0.6	1.7	0.4	0.9	0.8
5.15 (24)	〃	〃	biginning of S	S E 0.6	NW 0.6	2.0	0.5	1.1	0.9
3.18 (15)	〃	〃	last of S	S E 2.2	NW 0.4	2.0	0.9	0.3	
5.09 (22)	〃	14 kTS at No. 1. B.W. E. 4 miles	biginning of N	S W 1.6	unknown		0.7	1.2	0.7
6.10 (27)	〃	14 kTS at No. 1. B.W. E. 6 miles	〃	S W 1.0	S E 0.6		0.8	1.2	1.2

* Any blank in this table indicates suspension of observation.

のときの峯の長さは 110 m および 64 m であるから，これから計算される第1観測点における波高は 18 cm，4 cm となる。これらの値は実際の測定値とほぼ一致している。

艦速 24 ノットのとき，波高のバラツキが特に大きいのは，波長に比べて水深が浅いため，海底地形，潮流などが波の進行方向に大きく作用し，波の収束あるいは発散があるものと考えるべきで，さらに途中で艦を減速させた場合は，波速の異なる二つ以上の波が，ちょうど海岸で重なり合った場合も考慮すれば説明がつく。

3. 海岸に到着した艦の波の energy spectrum

通常，海上の任意の一点を通過する船の波は，最初に通る波がもっとも高く，それからほぼ一様な周期で，次第に波高を減少しながら次々と波が通過してゆくものと考えられる。しかるに，今治海岸で観測した軍艦波では，これと趣きを異にしている。すなわち，艦速 24 ノットで航走した場合，海岸近くの海底に設置した自記波浪計の記録によると，波高 15 cm 以上の波が 10～30 波ぐらい，3～5 分間連続して来襲し，その後 2～3 分は低い波となるが，再び 15 cm 以上の波が約 20 波ぐらい，4 分間ほど連続来襲するという状態を 3～5 回くり返えしている。このように幾つ

かの波群に分かれて来襲する状態は，艦が 20 ノットで航走した場合も，波高は低いけれども現われている。しかし，18 ノット以下で航走した場合は，この傾向はあまり顕著でなく，むしろ，波高は極めて低いけれども，一般の風浪やうねりの連続記録に似た波高分布をしている。

艦速 24 ノットのときの軍艦波の波高分布の特異性を，さらに詳しく知るため，波浪自記記録を気象研究所の波浪分析処理機 MERIAC-1-F[4] を使つて周期分析し，energy spectrum を求めた。これを Fig. 2 に示す。

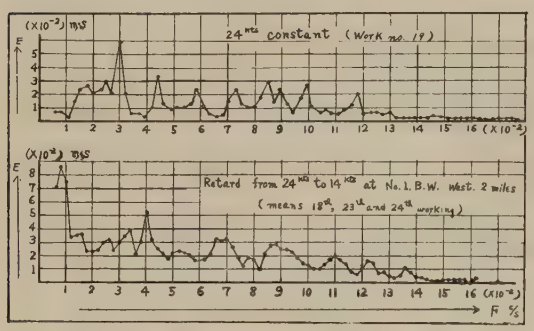


Fig. 2. Ship wave spectrum at the coast of Imabari.

上の図は 24 ノットで変針点まで航走したときのもので，下の図は変針点の東2浬で 24 ノットから 14 ノットに減速した3回の実験から，その平均を出したものである。これを見ると，周波数 $F=0.12$ (周期 $T=8\sim9$ 秒) の波が卓越しているが，これは 24 ノットのときの船の波は 8～9 秒の周期を持つことから当然である。それ以上に興味深いのは，$F=0.09$ ($T=11.3$ 秒)，$F=0.07$ ($T=15$ 秒)，$F<0.04$ ($T>25$ 秒) の波が著るしく卓越していることである。これを W. J. Pierson らが示した風浪の energy spectrum[5] と比較すると，非常に異なつているが，これをもつて直ちに一般の風浪やうねりと，24 ノットで発生する軍艦波とは性質が異なると速断するのは危険である。恐らくこのような分布は，後に述べるとおり，主として海底地形などの影響を受けてそうなるものと考えられるので，厳密には各種波長の風浪やうねりが，今治海岸でどのような energy spectrum となるかが判らなくては比較できない。

5. 軍艦波の発生機構

1. 地形の艦尾波進行方向におよぼす影響

前節で述べたように，艦尾波の進行する位相速度は，艦速とほぼ一致し，

$$c=\sqrt{(g\lambda/2\pi)\tanh(2\pi h/\lambda)}$$

で与えられる。この式で，h/λ が 1/2 よりも大きいときは $\tanh(2\pi h/\lambda)$ は実用上1となつて波速は深海波と同じになるが，水深が波長の 1/2 よりも浅くなると海底の影響を受け，浅くなるほど波速はおそくなり，波の進行方向も直線でなく，浅い方へ曲つてくる。

深海波について，進行速度との関係は，

$$\lambda=0.170c^2$$

である。ここで c はノット，λ はメートルである。これから深海波とした場合の艦速と波長との関係は，24 ノット，20 ノット，18 ノット，14 ノットでそれぞれ 97.8 m，68.0 m，55.0 m，33.0 mとなる。これから艦速 24 ノットのときは 50 m 以浅の海底地形が波の進行方向に影響するが，18 ノットではこの深さは 28 m にすぎないし，14 ノットになると僅かに 17 m 以浅した影響しない。

来島海峡東入口の海図に等深線を記入してみるに (Fig. 1)，50 m 以浅の部分は広範囲を占めるが，17 m 以浅の部分は海岸付近に限られている。それで，14 ノットの場合には，いわゆる磯波の現象の他には特別な海底地形の影響はないが，24 ノットのときは，波の進行は強く海底地形の影響を受けて，屈折現象を呈することになる。

ところで，実際に 24 ノットで艦が航走したときの艦尾波の波長は，深海における値よりも長く 108～112 m である。これは深海では艦速 26 ノットに対応する波であり，水深 22 m くらいで波速 24 ノットとなるものである。進行方向の屈折は水深が波長の 1/3 以下で，かつ進行方向と等深線との間の角が小さい場合に強く現われてくる。

第1ブイ付近に達した波が，海底地形の影響によつて屈折する状況を，波長 68 m，98 m，115m について作用した結果を Fig. 3 に示す。

これで見ると，波の進行に特に影響しているのは，美保町海岸の沖約 1 km のところで，水深が

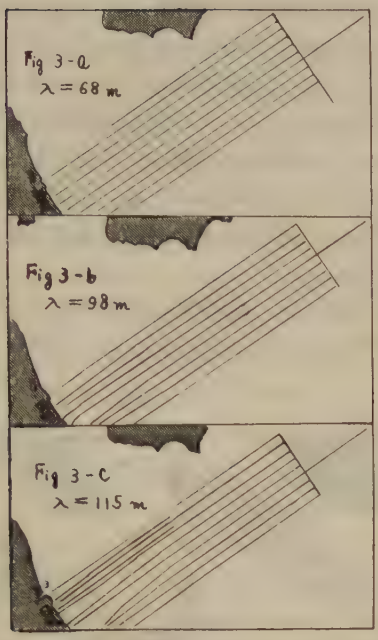


Fig. 3. Refraction diagram related to bottom topography off beach of Imabari.

40 m から 60 m まで急に深くなつている部分があり，ここで等深線が波の進行方向に斜になつていることが強く影響している。しかし，30 m 以浅の等深線は波の進行方向にほぼ直角になつているから，艦速 18 ノット以下では波の進行方向の屈折はほとんど現われてこない。

艦速 24 ノット（波長 115 m）では，波の進行方向の屈折が見られるけれども，今治市付近の海底地形の影響だけでは，波線が狭くなつても，およそ始めの 1/3 くらいで，従つてこのときの波高の増大は 1.7 倍程度にすぎない。また，波高が高くなる場所は美保町海岸よりも，むしろ天保山よりの方へ顕著に現われている。これは，実際に行なつた観測の結果に対し，充分な説明とはならない。さらに，第 1 ブイから東の海底地形の影響も考慮する必要がある。

第 2 ブイの付近は，水深 17 m のやや広い瀬となり，また，第 2 ブイと第 1 ブイとの間には水深 15 m と記されている小さいほぼ円形の瀬が存在し，航路はこの瀬のすぐ近くを通過している。これらの瀬が艦尾波の進行方向におよぼす影響を示したのが Fig. 4 である。

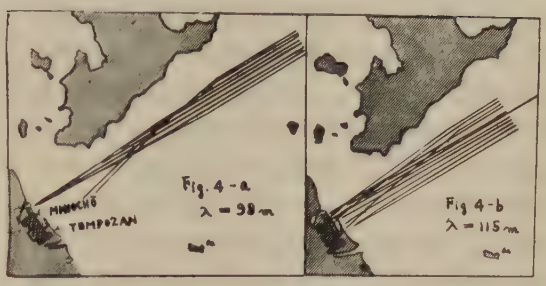


Fig. 4. Refraction diagram related to bottom topography near the sea of Bingo.

この図は波長 98 m と 115 m について画かれたものであるが，両者の間には本質的な違いはない。これで見ると，この両浅瀬の影響によつて，波は美保町海岸付近と今治港の防波堤の側とに強く収束していることが判る。このように著るしく収束するときは，波線の間隔が狭くなるために起る波高の増大も著るしいであろうし，また波線が交錯していることから波の干渉の影響も現われると考えられる。しかし，波線の屈折に伴なう波高の増大について，このように屈折図を作成して量的に詳細に論ずるのは適当でない。それは，僅かな波の進行方向の変化でも屈折角には大きな変化が考えられるし，さらに，潮時による水深の変化も無視できない影響を及ぼすと考えねばならないからである。

いま，潮位の影響を見るために簡単な地形の模型を考える。波の屈折は SNELL の法則に従うから，幾何光学の類似から，

$$L = \frac{v_0}{\Delta v} F(R)$$

とおくことができる。ここで L は焦点距離であつて，円形の浅瀬が海岸に波を収束させるとすると，いまの場合 8500 m である。浅瀬が頂上の平らな高みと考えれば，$F(R)$ はこの浅瀬の形状できまる量である。v_0=12.36 m/sec（=24 ノット）とし，浅瀬の水深と $F(R)$ および，このとき水深が 1 m 変つたときの L の変化 ΔL を計算すると次のようである。

h	Δv	$F(R)$	ΔL
25 m	0.494 m/s	399 m	100 m
20	0.921	648	800
15	1.677	1153	1000

いまの場合，h は 20 m から 25 m と考えてよいから，ΔL は数 100 m の程度である。波線の収束状況から見ると，この程度の変化は海岸で起る軍艦波の状況には変化があつても，まつたくこれがなくなるほどの影響は考えられない。しかし実際の観測において，7月3日の第 15 作業で，このときは南流時，潮位は干潮後1時間であつたが，美保町海岸では著るしい波がないのに，天保山海岸では著るしい波を見た。これは潮位の影響だけとは考え難く，むしろ潮流の影響と見るべきものと考えられる。

2. 潮流の影響

今治海岸沖合の潮流の概略については，すでに第2節で述べている。

さて，潮流の方向が波の進行方向と一致しているところでは，潮流は波の進行方向には影響しないし，また波高に対する影響も小さい。艦尾波が横へ拡がる速さは 8 m/s くらいである。潮が追潮ならば波は早く海岸に到達するから，巾の拡がりが小さく，従つて波高が大きくなる。波速を c，潮流の速度を V とすれば，この潮流の影響により，海岸における波高は $(c+V)$ に比例する。このとき c は位相速度をとるべきである。V が ±1 ノットで変つたとき，艦速が 20 ノット前後では波高の変化は5%程度であり，この程度の波高の変化は考える必要はない。

潮流の方向が波の進行方向にほぼ直角であるときは，波の進行方向が変る。この状況を艦速 24 ノットについて作図したのが Fig. 5 である。

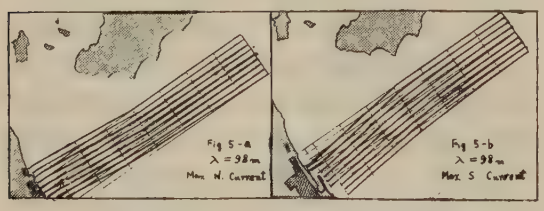


Fig. 5. Bending of waves related to change in tidal current at the Kurushima -Straits.

これは南流，北流の最強時について述べたものである。南流のときは波の到達地点が美保町海岸で右（南東）へ 500 m，北流では左（北西）へ 400 m ほど移動しているし，北防波堤の根本付近ではそれぞれ 700 m，600 m くらいとなる。Fig. 3 または Fig. 4 を見ると，もつとも強く波線が収束しているのは北防波堤のところである。ここから美保町海岸，および天保山海岸までの距離は，それぞれ 600 m，1000 m 程度である。従つて北防波堤付近に収束する波は，北流のときは美保町海岸に，南流のときは天保山海岸に来襲することになる。

潮流と海底地形とが同時に影響するときの状況を波長 98 m について求めたのが Fig. 6 である。

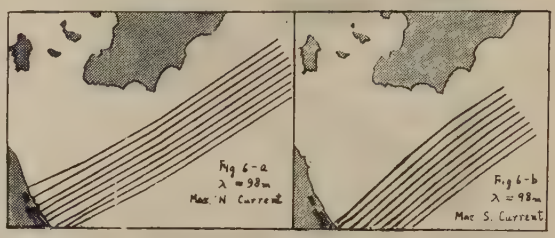


Fig. 6. Refraction diagram related to bottom topography and tidal current off beach of Imabari.

これでは海岸近くの海底地形の影響だけしか考えていないから，潮流の影響を考慮しても，海岸へ到達する波の状況には特に著るしい特徴はないが，それでも北流時には美保町海岸の波高が高くなる状況はうかがわれる。

3. 風の影響

風が今治海岸の軍艦波に及ぼす影響は二通り考えられる。第一は風のために起る吹送流による影響である。吹送流の表面流速と風速との比について Rossby の値を用いれば，15 m/s の風で 0.025 となるから，およそ 0.4 m/s である。これは海峡部を除く航路付近の潮流の速度と同程度である。従つて，波の高さには大きな変化は期待できない。

第二は風浪と艦の波とが合成して波高が増大することである。風浪の spectrum と軍艦波の spectrum は，全く同一な分布はしていないが，近似的に両者の energy を相加え，波高を風浪についての energy から求めることとする。艦速 18 ノット以下，すなわち海底地形の影響を受けない場合に海岸で観測された軍艦波の記録と，一般の

うねりの記録とは良く似ていること，また，観測記録から 1/10 最高波高，有義波高，平均波高の関係を求めると，LONGUET-HIGGING が風浪について計算した値[5] とほぼ一致することから，このように両者の energy を加え合せても大きな誤りはないであろう。

風浪の spectrum は NEWMANN が共累積スペクトラムとして与えている[5]。今治の吹走距離は北東風に対して最大で 30 浬である。このとき，充分に長く吹いて完全に風浪が発達したとき，風浪の energy と風速の関係は次表のようになる。

風速	風浪 エネルギー	風浪 波高	風浪と艦尾波 エネルギー	風浪と艦尾波 波高
ノット	(feet)²	m	(feet)²	m
10	0.25	0.5	0.72	0.9
20	2.1	1.6	2.6	1.8
30	4.4	2.3	4.9	2.4
40	9.0	3.3	9.5	3.4

一方，軍艦波の energy は次のようにして見積る。艦速が 24 ノットのときは波高は 37 cm である。この波高は平均波高と考えて良い。平均波高 $\bar{\eta}$ (feet) と energy E との間には，

$$\bar{\eta} = 1.77\sqrt{E}$$

の関係がある。これを用いて energy を求めると

$$E = 0.47$$

となる。これを風浪の energy に加えたのが上表の第 4 列である。また波高として 1/10 最高波の平均をとれば，

$$\eta_{1/10} = 3.60\sqrt{E}\ (\text{feet}) = 1.1\sqrt{E}\ (\text{m})$$

で与えられる。これで計算した波高は上表の第 5 列に示してある。1/10 最高波は実際には特に目立つて大きな波であつて，このくらいの波が軍艦波としていくつか来ると考えてよい。

風速 10 ノットで 0.9 m，この値は実際の観測の値から考えて妥当な高さである。風速が 20 ノット以上に対しては，風浪が高く，軍艦波の影響はほとんど認められないほど小さい。

4.　追越波による影響

観測結果を見ると，第 1 ブイの手前 2 浬あるいは 4 浬の地点で 24 ノットから 14 ノットに減速した場合でも，第 1 ブイまで 24 ノットで航走した場合と同程度，あるいはそれ以上の高い波が海岸で観測されている。これを地形や潮流の作用のみで説明するのは困難である。

いま，第 1 ブイの手前 2 浬で 24 ノットから 14 ノットに減速下令した場合について考える。艦は一様に減速し約 6 分後に 14 ノットになるものと考え，航走開始地点，減速点，22, 20, 18, 16, 14 ノットになつた地点の波，および変針点の波が海岸に到達する時刻を，航走開始時刻を原点にとつて示したのが Fig. 7 である。

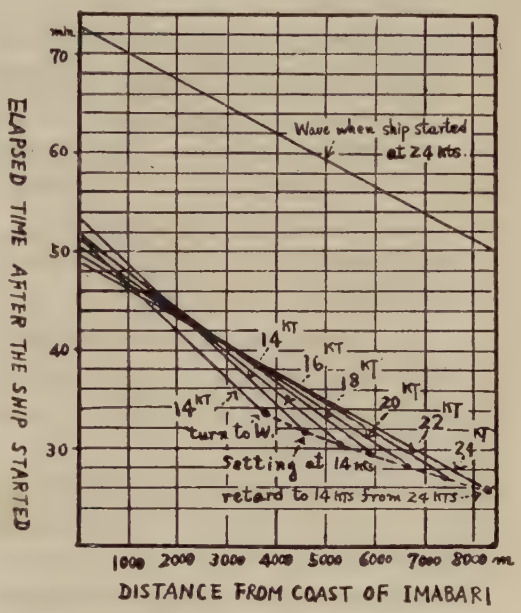


Fig. 7.　The times which every ship-waves arrive at the coast of Imabari with various wave velocities.

簡単のため，この図では水深や潮流等の変化に対する波速の変化は考慮していない。また，波形の進行速度として群速度をとつた。

図から明らかなとおり，減速点付近の波がその前方の波を追越してまず海岸に到着し，続いて減速時における各速力の波と，減速前の波とが前後して次々と到着している。従つて，波速の異なる二つ以上の波が同時に海岸に到着する場合も充分考えられ，海岸ではこれらの波がちようど重なり合つたとき，波高の増大が起る。しかし，その程度を量的に詳しく求めることは簡単でない。なぜなら，海岸における波高は，潮流，潮時，海底地

形に大きく影響されるほか，艦の減速の状態も必らずしも一様でないからである。

6. 結　論

以上，数節にわたつて述べた考察をまとめると次のようである。

今治沖にいわゆる軍艦波の現象が現われるのは，ここがちようど航路の正面に当たつていて，艦が変針した後にも，変針前の艦尾波はそのままの方向に進行をつづけ，今治海岸に来襲するためである。従つて，これの原因となる波は艦の後尾にできる横波である。

波は進行の途中で，海底地形の影響を受けて屈折し，波線が収束するため，energy の集中が現われて波高が増大し，また波線が交錯することもあつて干渉の現象も起る。これらの現象は，艦の進行中，つぎつぎに発生する波が，それぞれ違つた屈折をするので著るしい波高の変動を生ずる。このような変動の結果，波の周期，波高の分布は統計的に風浪やうねりの統計的性質と似たものとなる。しかし，軍艦波の波の energy の平均値は，艦尾直後の energy の拡散したものにすぎない。ゆえに風浪の energy から波高を計算する公式は軍艦波にも応用できる。

海底地形の影響で，美保町海岸と北防波堤のところが特に波が高くなる。しかし，潮流が波の進行方向を流下に圧する作用をするため，特に著るしく高い北防波堤の波は，北流時には美保町海岸に，南流時には天保山海岸に来襲することになる。

北東風のときは，軍艦波に風浪が加わり波高が増大する。これは風浪と軍艦波の energy を加え合せることによつて波高を計算することができる。風速が 30 ノット以上であれば，風浪の energy が大きいので軍艦波の影響はほとんどない。

海底地形と，艦が発生する艦尾の横波の energy の量とから，艦速 14 ノットでは軍艦波の現象は全く現われず，18 ノット，20 ノットでは幾らか現われる程度であり，艦速 22 ノット以上で始めて顕著な軍艦波の現象を見ることになる。また 22 ノット以上で航走してきて，第1ブイの東で減速する場合は，追越波の影響が強く現われて軍艦波の現象が顕著である。従つて 22 ノット以上で西航する場合でも，第4ブイの手前で 20 ノット以下に減速する配慮が望ましい。

なお，今回の実験に用いた護衛艦“たかなみ”以外のどんな船型の船でも，船速 14 ノットでは軍艦波は起り得ない。それ以上の場合は，艦尾の横波の波高と，その波の峯の長さを測れば，計算によつて推定することができる。この測定は，もちろんどこで行なつても差支えない。

稿を終るに当たり，波浪記録の分析処理に御協力を頂いた気象研究所の降簱常雄氏に深甚の謝意を表する。

文　献

1) J.J. Stoker (1957): Water Waves.
2) 菱田耕造 (1958): 海の波
3) Hydrographic Office U.S.A. (1944): Breakers and Surf Principles in Forecasting. p 42
4) 降簱常雄 (1960): MERIAC-I-F について「電子計算と制御」1960 年3月号
5) J. Pierson and others (1955): Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2 June 1961

チリ地震津波をめぐつて III*

三　好　　寿**

On the Tsunami of May 24, 1960 III

Hisashi MIYOSHI

Abstract: Several data concerning the Tsunami of May 24, 1960 are presented.

How could we warn the Japanese people of the attack of the tsunami? The generation of a big earthquake off Chile in the early morning (Japanese time) on May 23, was known in the afternoon in the houses where the seismographs are managed. Then they should have listened in the broadcast from the Hawaiian station. Or they should have been accustomed to have a connection with the Hawaiian centre, according to the present author's theory and warning.

The complemental observation: We could know neither the weaker tsunami came in Ariake Sea and Yatsushiro Bay (Kyushu Island) than that which came along the coast of the outer ocean, nor the stronger tsunami came. Tomoaki Hama et al observed the stronger one and called our attention to this district.

The reconstruction: At Kiritappu (Hokkaido, Japan) a permanent bridge is under construction over the strait made by the cutting of the sand bar. And the tidal establishments are being built.

1. 緒　　言

その後も筆者のところへチリ地震津波に関する資料が集まつているが，そのなかで恐らく筆者の手許にだけはいつたと思われるものをえらんで紹介する。

2. どうすれば警報が出せたかの問題

昨年秋，名古屋の地震学会に集まつた6個の講演も，この問題をとりあげていなかつたので，ここでとりあげる。それは5月24日にどうすれば警報を出すことができたかということで，歴史的な興味があるばかりでなく，今後につながる問題であるから詳述する。

(A)　NHK のラジオ・ニュースを利用すること

市川康夫，西内信雄の両氏は数年前に筆者と1952年のカムチャツカ津波の共同研究を行なつたが，その1名は5月23日夜のラジオ・ニュースを聞いて，翌朝の現象をいいあてていた。ただそれは警報機関と結びつかなかつた。筆者らグループの間では津波がハワイを越えて向う岸で強くなるということは常識になつていたのである。ハワイへ津波がやつてきたのはハワイ時間では真夜中だが，日本時間では夜の8時か9時である。従つてもしNHKが23日のうちに「ハワイが強襲された」という放送をしていて，それが筆者の耳にはいつていれば，筆者らの常識からいつて，電話で気象庁を説き伏せることができたはずである。

ところがNHKのニュース担当係りの調べによると，23日は夜中まで「ハワイが強襲された」という放送はしていない。単にチリ沖で常より大きい地震が生じたという放送のみ——しかも夜になつてから——だつたと思われる。従つてラジオ・ニュースを聞いただけでは，気象庁を説き伏せるほど強力な根拠にはなり得なかつた。たとえ「ハワイが強襲された」という放送が夜おそく行われていたとしても，5月23日は月曜日であつて，通勤者の疲労する日であり，筆者はもとより海洋学会の人々が夜おそくまでラジオ・ニュースを聞いていた可能性は少ない。従つてラジオ・ニュースだけで警報を出せたか否かは分らない。

(B)　ハワイ放送を利用すること

* 1961年3月例会（3月14日於気象庁）にて講演，同4月14日受理。

** 東京水産大学物理学教室。Tokyo University of Fisheries.

もう少し強力な手段を述べる。すなわち，地震計のおいてある役所，例えば気象庁とか地震研究所では，チリ沖で大地震が生じたということが，23日の午後には分つていたはずである。「たいしたことはない」という判断で帰宅したようであるが，居残つてハワイ放送に切りかえて聞いていたら，ハワイが強襲されたという放送をしていたものと思う。それと筆者らグループの常識「津波がハワイを越えて向う岸で高くなる」ということとを組合せて，電話で気象庁を動かせたはずである。ただ筆者の勤め先には地震計はなく，23日の午後になつても筆者のところへはチリ沖で大地震が生じたという情報ははいつていなかつた。

ただし，ハワイ放送が5月23日にどのような放送をしたかを調べるということは，(NHKで分つたのであるが)，大変な手数がかかることなので，ハワイの放送局に問い合せることはできないが，ハワイの夜明けといえば日本では午前1時ごろに当たるわけであるから，たとえ臨時ニュースがなかつたとしても——恐らく23日午後8～9時ごろ（日本時間）にあつたと思うが——この午前1時ごろには定時放送をやつていたと思う。

そうすればやはり（最悪の場合でも）津波来襲の2～3時間前には警報が出せたはずである。

(C) ハワイのセンターと連絡しておくこと

さらに決定的な手段は，筆者が昭和30年ごろからくり返し警告していたのであるから，気象庁自身常々ハワイのセンターと連絡しておくべきであつた。もうすでに手は打つてあると思うが，同じ現象が明日にも起こると仮定し，万全の手配をしておくことを希望する。

3. 資料としてのソノラマ

研究者間で，資料としての写真がさかんに集められているが，その他に資料としての音——ソノラマを紹介しておく。朝日ソノラマの1960年6月（7号）のなかのソノ・マンスリーであつて，「津波来襲，避難して下さい」の連呼から始まり，サイレンの音，半鐘の音，物のこわれる音がまじり，「来ました，来ました，危い」などという声がはいる現地録音であるが，波の来襲音そのものははいつていない。これは宮城県塩釜でとられた録音である。古雑誌と同じ取り扱いを受けているから，朝日新聞社へ行かねばならない。

4. 検潮記録の穴埋め（九州の天草）

文部省関係の各調査班の分担区域を見ると，九大の下鶴班だけで九州全域を受持つている。報告文によるとほとんど県の自動車で廻つたと述べているが，西岸に広いブランクがある。すなわち，長崎近傍で3カ所において検潮記録が集められ，かつ1点づつで測定が行なわれている。それからずつと飛んで鹿児島県の串木野で周期だけが測られ，同じく大浦村で周期と来襲時刻が測られ，枕崎に到つて始めて検潮記録が見られる（Fig. 1)。その間，有明海と八代湾の沿岸はすべてブランクとなつている。この枕崎では波高(山から谷まで)は1m程度，長崎近傍では最高（長崎港）が2m程度である。その間にある有明海や八代湾では瀬戸内海と同じく，外洋沿岸におけるよりは津波が弱かつたか，あるいは逆に強かつたかなどが不明だつたわけである。そのブランクを埋めるものと

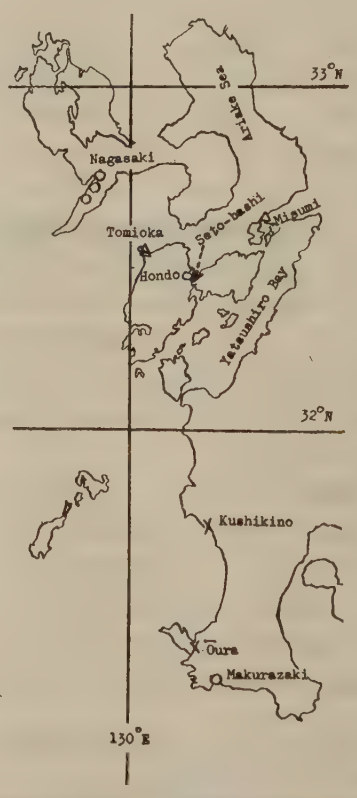


Fig. 1. The western coast of Kyūshū Island.

して，非常に興味深い資料が筆者のところへ届いたので紹介する。

それは熊本県本渡市亀場小学校の浜友昭氏の指導の下に，高戸京子他 10 名によつて 5 月24日，26日，27日の 3 日間にわたつて天草上島と下島を結ぶ瀬戸橋で，潮の高さの変化，潮流の方向などが測られた資料である。方法は橋のらんかんから巻尺を下して水面までの高さをはかり，時間は約10分ごとにとつてある。無論津波に気づいたのは朝の登校時刻であつて，はかり始めは 8 時ごろからであるから，津波の来襲時刻は分らないが，波高は正確に出ている。それによれば本渡での波高は 2.5 m を越すもので，瀬戸内海とは逆に外洋沿岸よりは強い津波を記録しており(第 2，3 図)，今後津波に対して要注意地区であることを示している*。

また，浜氏らは，例えば 5 月 24日午後 4 時 10 分，(潮流が)「北にぐんぐん流れ出した」というような克明な記述を 10 分ごとにとつている。夜は無論観測を休んでいる。

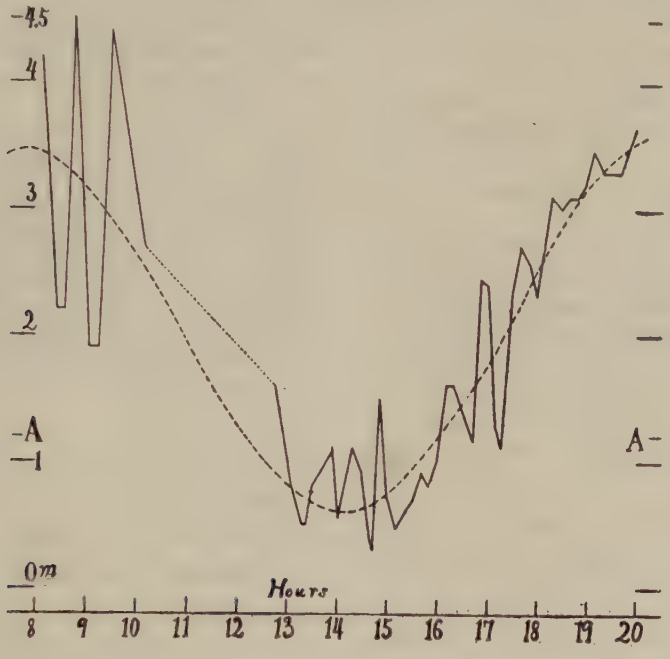


Fig. 2. The Vertical Motion of the Sea Surface.
Seto-bashi, Hondo, Japan.
May 24, 1960.
(Observed by Tomoaki Hama, Kyōko Takado et al. "A" represents the height of the mean sea level of Tokyo Bay. The broken line shows the predicted tide level. And the time is that at 135°E.)

なお，浜氏提供の地方紙切り抜きの一部を紹介すると「24 日朝，天草の一部に突然津波が襲つた。上島と下島の中間海岸地帯は一部バス道路も約 50 cm の深さで，2 回にわたつて浸水したが，いずれも 15 分くらいで引いた。本渡外港の漁民の話では同日午前 6 時すぎ，いつもなら舟が出せるくらい潮があるはずなのに，何十年も見たことのないほど沖まで潮が引いていた。おかしいと思ううちに同 8 時すぎ津波がやつてきたという。本渡市の中心を流れる町山口川は午前 8 時半から，川底が見えていたかと思うと 5 分もたたぬ間に，

* さらにこの地区は波高に比して強潮流が生じやすいことも注意すべきである。

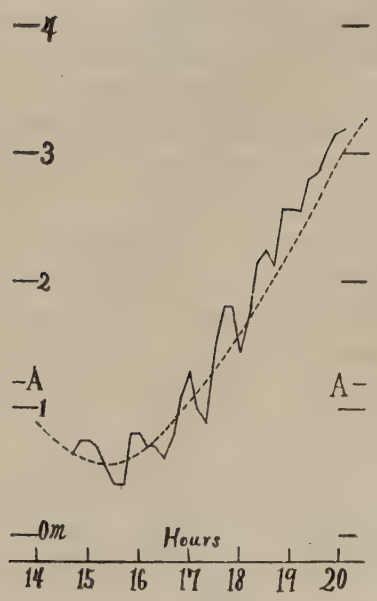


Fig. 3. The Vertical Motion of the Sea Surface.
Seto-bashi, Hondo, Japan.
May 26, 1960.
(Observed by T. Hama, K. Takado et al. "A" represents the height of the mean sea level of Tokyo Bay. The broken line shows the predicted tide level. And the time is that at 135°E.)

満潮状態になり，沿岸の市民を驚かせた。これが午後だつたら毎日多数の学童たちが，この川底で水遊びをしていたので，あぶなかつた」云々とあるから，相当な津波が来たことがわかり，検潮記録とも符号する。また，事実被害も発生している。

さらに，浜氏らは8月19日に同じ場所で潮位を測定している**から，観測時の潮位（津波が来なかつたとした場合の推算潮位）を算出するのに，必要かつ充分な資料といえる。第2，3図中の観測時の潮位を計算するには，本渡は天草下島の西北端の富岡からと，有明海，八代湾を分つ宇土半島の西端三角からとほぼ 4：5 の距離にあるが，海岸沿いのまさつを考えて，富岡と三角のまん中の値を採つた。前述の地方紙の記事からも，チリ地震津波の一般的な性質からも，押しに比べて引きが強かつたことが推定されるが，Fig. 2 のなかにその特性があらわれていないこと，かつ Fig. 3 中の後半で海面が上昇してしまつたように見えるのは，この場所が有明海と八代湾とを結ぶ海峡で簡単な内挿だけでは不充分であることを示している。（5月27日の資料は，海面昇降が微弱であることを示しているが省略した）。

以上九州西岸の広範囲にわたるブランクを埋める貴重な記録としてあげておく。

5. 復興の事情

北海道で最も被害の大きかつた霧多布の様子を伝える。この霧多布は陸繋島で，砂洲の一部が切断されて離れ島になつたところである。この新らしくできた海峡は津波直後に巾 100 m 余，深さ 8 m くらいあつた。この海峡は埋めないで現在永久橋の架設工事が進められている。ただこのような砂洲の一部が津波などで切断された場合，それは砂洲というものの本質からいつて次第に元通りに埋まつてくるものか，あるいはそのような不自然な切れ方をした場合，もう埋まらないものか，恐らく前者であつて，この永久橋は将来無用のものとなるであろう。

第4図に 1960 年 12 月，降雪前に霧多布側から北海道本土を向いて写した写真を紹介する。提供者は霧多布在住の今田輝雄氏である。写真の左側は琵琶瀬湾，右側は浜中湾である。琵琶瀬湾側の防潮堤は完成しており，海中に突き出した突堤のテトラポットは整とんされている。このあたりでチリ津波は筆者らの測定によれば東京湾中等潮位から 2.8～3.0 m の高さであつた。同じ基準からこの防潮堤の高さを測定されることを希望する。

右側の浜中湾側の防潮堤も 35 年度の作業量は終つている。中学校の左手に見える公営住宅は被災者を収容している。しかしまだ半壊の家屋や寒気に抵抗力を持つていないバラックも多く見える。

津波に対する町民の恐怖は深刻であつて，本年3月上旬大津波が来るといつた流言で，町をあげての騒動に見舞われたりしている。

** それによれば副振動が全然といつてよいほど現われていない。

Fig. 4. The reconstruction of Kiritappu (Hokkaido, Japan). The left-side sea is Biwase Bay and the right-side sea is Hamanaka Bay. The completed tidal establishment along the coast of the former and that under construction along the coast of the latter are seen.

6. その他

チリ地震津波の特徴の1つは，継続時間が長かつたことである。函館における5昼夜にわたる検潮記録の写しが，北海道における水産被害の一覧表とともに「水産増殖」Vol. 8, No. 3 (Dec. 1960) に，筆者によつて紹介掲載された。最後に本稿に対して資料を提供された NHK，浜友昭氏，高戸京子他 10 名の方々，今田輝雄氏に謝意を表する。

文　献

1) チリ津波合同調査班 (1960)：チリ地震津波踏査速報 p. 1～870.
2) SYMONS J. M. and ZETLER B. D. 1960: The Tsunami of May 22, 1960 as Recorded at Tide Stations.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol 17, No. 2 June 1961

元素の挙動に関する海洋化学的研究 IV

内湾における海水中の鉄およびアルミニウムの分布 特に潮目に関連して，その 3，浦之内湾について*

今 井 嘉 彦**

Oceanographical Studies on the Behaviour of Chemical Elements IV

Distributions of Iron and Aluminium in Uranouchi Bay—particularly on Concentration of those Elements in the "shiome" zone, or the tide rip.

Yoshihiko IMAI

Abstract: The distributions of iron and aluminium in sea water were studied in Uranouchi Bay, Kochi pref., Japan, where the bay is not so much affected by land water or open sea water.

Analyses showed that 3.4-589.7 γ of iron, and 3.5-528.8 γ of aluminium were contained per liter of sea water.

Iron was similar to aluminium in its distribution, and both elements were contained in sea water near the surface and also very adjacent to bottom in the inner and outer areas of the bay.

Concerning the ratio of the elements, the results of the present investigation were compared with those of Urado and Susaki bays, which were already reported.

The ratio Fe/Al by weight was approximately 1 in this bay, while it was slightly more than in Urado Bay and, on the contrary, slightly less than 1 in Susaki Bay.

It seems probable that those differences are derived from such hydrographical conditions as flowing-in of land water and the depth of sea, etc., and become one factor indicating the feature of each inland sea.

1. 緒 言

前報[1)2)]までは，陸水性内湾や外海性内湾における海水中の鉄およびアルミニウムの分布について報告した。今回は内海性の内湾について前報と同様に鉄およびアルミニウムの分布を調べたのでその結果について報告する。内海性の内湾は，陸水の流入が極めて少なく，かつ外海水の侵入も少ないので，湾内水は著じるしく停滞する。本湾も湾奥の海水がきわめて停滞し，夏季にはしばしば赤潮が発生するといわれている。

このようにきわめて停滞度の大きい本湾で，海水中に含有する鉄やアルミニウムの分布を調べることは，一般に停滞した海水中の鉄とアルミニウムがどのような分布を示すかについての知見が得られるものと思われ，かつ潮目の発生が少ない海況下での両元素の挙動を知るうえにも意義があるものと思われる。なお，今回の結果と，これまでに報告した内湾の分析結果とから，海況を異にした内湾の鉄とアルミニウムの比の値についてもその異同を検討した。

2. 試料および分析方法

試料は 1959 年 7 月 19 日に Fig. 1 に示した観測点につき採水を行ない，前報と同様の処理および分析法によつて鉄およびアルミニウムを定量した。

* 1961 年 3 月 2 日受理。

** 高知大学教育学部化学教室, Chemistry Institute, Faculty of Education, Kochi University.

Fig. 1. Observational stations in Uranouchi Bay.

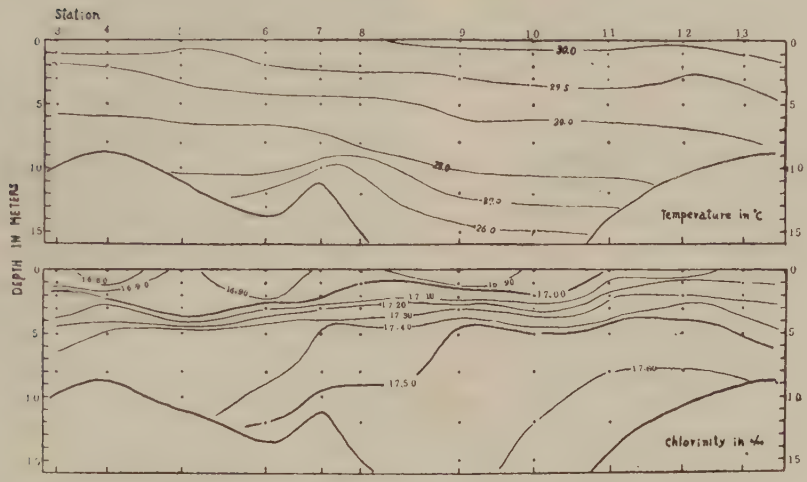


Fig. 2. Vertical distribution of temperature and chlorinity at section along Station 3 to 13.

3. 結果および考察

（1） 水温および塩素量の分布

本湾の海水の停滞状況を知るために，水温および塩素量の分布を Fig. 2 に示した。この図において，St. 3 から St. 13 までの各地点は実際には直線上にないが，便宜的に直線とみなして湾奥から湾口までの分布を概略的に検討した。また，湾奥から湾口までの主な採水点についての T-Cl diagram を Fig. 3 に示した。

水温については，25.9～30.4° C で表層ほど高く，水深の増加とともに低くなつている。また図からわかるように等温線の傾斜は地形の状態と似ており，水深が大きいところは等温線の傾斜も大きくなつている。

塩素量については 16.56～17.65 Cl ‰ を示し各地点とも大差がない。塩素量の分布から外海水の侵入状況を推定すると，湾口部の底層水が 17.4～17.5 Cl ‰ を示しているので，この値を示す海水を外海水として代表させ，その侵入区域を等塩素量線の形からみれば，湾口から St. 8 付近までがこの海水で占められていると考えることができる。したがつて，この地点付近より湾奥での海水はきわめて停滞する傾向を示していることがわかる。しかし，湾奥の海水も徐々には外海水と混合

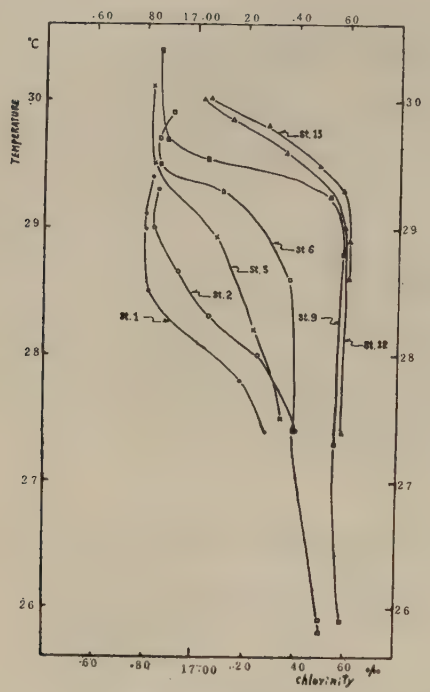


Fig. 3. T-Cl curves at seven stations in Uranouchi Bay.

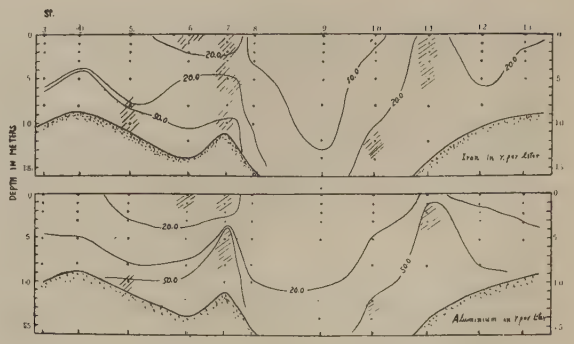


Fig. 4. Vertical distribution of iron and aluminium at section along stations 3 to 13. Hatches show high contentt of those elements.

していることが Fig. 3 に示した T-Cl diagram によつて知ることができる。すなわち，湾奥における固有の湾内水とみられる海水は“く”字型の T-Cl 図を示しているが，湾口になるにしたがつて次第に逆“く”字型に変つてゆく。このことは内湾水と外海水とが次第に混合されてゆくことを示しているものと思われる。しかし，本湾においては浦戸湾や須崎湾でみられたような顕著な不連続層はみられず，表層から 5m 層までの塩分傾度が大きい他は，湾内水が停滞する傾向を示している。したがつて，本湾では降雨による海水の希釈や，日照による水分の蒸発などにより表層水の塩分濃度が容易に変化した場合には，比較的表層で不連続層を形成するものと思われる。

（2） 鉄およびアルミニウムの分布

分析の結果を Table 1 に示した。鉄の値は 3.4～58.97 γ/l で，アルミニウムは 3.5～528.8 γ/l で広い範囲の数字を示している。Fig. 4 は Table 1 の分析値にもとづいて鉄とアルミニウムの鉛直的分布を示したものである。この図において実線は等濃度線を示し，斜線は特に含有量の多い区域を示す。さて，個々の測定値を詳細にみると，浦戸湾や須崎湾の場合と同様に本湾でもかなりのばらつきがあり，狭い範囲の区域では，鉛直的あるいは水平的にみて明瞭な規則性を認め難い。この測定値のばらつきは前報の試料と同様に，試料に懸濁物が含まれているためで，懸濁物から溶出する鉄とアルミニウムの量によつて大きなばらつきを生ずるものと思われる。したがつて，これらのことを考慮に入れて，比較的広い濃度の巾で等濃度線を画いて検討すると，全体的には特徴のある分布を示しているようであり，概略的ではあるが両元素の分布について論ずることができると思われる。

Fig. 4 からわかるように，両元素の分布状況は極めて似ており，表層水では両元素とも湾奥の St. 6, 7 付近および湾口に近い St. 11 付近が高い値を示し，鉛直的には底層ほど含有量が多くなつている。また両元素の分布状況は水深に対応しているように思われる。すなわち，等濃度線の状態からわかるように，20 γ/l を示す海水についてみると，比較的あさい湾口では表層付近にあるが比較的深い湾の中央部における St. 8 および St. 9 では 20m 層付近にあり，湾奥になると再び 5m 層付近を占めるようになる。これらの事実は，水平的な海水の移動が少ないので，鉄やアルミニウムの輸送量も少なく，種々な懸濁物とともに底層に蓄積されてゆく傾向を示しているものと思われる。

（3） 鉄とアルミニウムの比の値について

Table 1. Iron and aluminium contents of water samples collected from several stations in Uranouchi Bay (July, 19,1960).

Station No.	Depth (m)	Water temp. (°C)	Chlorinity (Cl ‰)	Fe (γ/l)	Al (γ/l)	Fe/Al (wt.)
1	0	2.94	16.83	17.9	22.9	0.77
	1	29.1	16.80	30.7	22.3	1.38
	2	29.0	16.80	14.5	22.0	0.66
	3	28.5	16.81	21.3	21.1	1.01
	5	27.8	17.18	22.2	15.3	1.45
	7	27.4	17.28	87.1	45.2	1.93
2	0	30.1	16.83	25.6	34.8	0.74
	1	29.5	16.83	35.8	28.4	1.26
	2	28.9	17.08	16.2	24.8	0.65
	3	28.8	17.08	30.7	23.7	1.29
	5	28.2	17.23	9.4	17.7	0.53
	8	27.5	17.33	203.4	148.5	1.37
3	0	24.3	16.85	41.0	56.3	0.73
	1	29.0	16.83	16.3	25.6	0.64
	2	28.7	16.93	15.2	24.1	0.63
	3	28.3	17.05	12.5	24.3	0.52
	5	28.0	17.25	10.2	23.0	0.44
	8	27.4	17.40	24.8	25.2	0.98
4	0	29.9	16.56	6.0	2.2	2.73
	1	29.6	16.59	19.5	19.0	1.03
	2	29.0	16.98	7.7	3.9	1.97
	3	28.7	17.15	11.9	10.5	1.13
	5	28.4	17.33	35.0	29.8	1.17
	8	27.8	17.34	41.0	33.1	1.24
5	0	29.6	16.90	13.6	19.4	0.70
	1	29.4	16.90	14.5	21.3	0.68
	2	29.4	16.94	20.5	29.7	0.69
	3	29.4	16.98	12.7	23.3	0.55
	5	28.4	17.38	11.1	16.5	0.67
	8	27.7	17.35	12.7	20.0	0.64
	10	27.1	17.35	158.1	111.5	1.42
6	0	29.9	16.90	360.7	101.0	1.89
	1	29.7	16.85	20.5	23.5	0.87
	2	29.5	16.85	18.8	23.3	0.81
	3	29.3	17.10	14.5	26.5	0.55
	5	28.8	17.35	23.9	18.4	1.30
	8	27.4	17.39	22.2	39.5	0.56
	12	25.9	17.50	89.7	72.0	1.25
7	0	29.9	16.95	143.5	270.0	0.53
	1	29.7	16.94	88.0	80.2	1.10
	2	29.6	17.00	33.3	35.8	0.93
	3	29.3	17.20	17.9	20.3	0.88
	5	28.8	17.43	177.5	715.1	0.25
	8	27.8	17.45	41.0	47.5	0.86
	10	25.7	17.58	158.9	115.5	1.38
8	0	29.9	16.99	11.1	16.1	0.69
	1	29.6	17.00	8.5	8.8	0.97
	2	29.6	17.03	8.5	19.8	0.55
	3	29.3	17.28	11.1	12.8	0.87
	5	28.6	17.41	15.3	20.0	0.78
	8	28.0	17.45	6.8	12.6	0.54
	12	26.6	17.50	8.5	19.8	0.43
9	0	30.4	16.86	9.5	26.9	0.35
	1	29.7	16.88	6.8	13.7	0.50
	2	29.6	17.09	3.4	11.4	0.30
	3	29.5	17.30	10.2	20.4	0.50
	5	29.3	17.53	10.2	25.5	0.40
	8	28.8	17.58	9.4	18.4	0.51
	12	27.3	17.55	6.8	26.9	0.25
	15	25.9	17.59	21.3	26.6	0.80
10	9	30.2	16.93	16.2	20.1	0.81
	1	29.8	16.93	6.8	5.6	1.21
	2	29.8	17.00	12.0	16.2	0.74
	3	29.6	17.13	17.9	11.8	1.52
	5	29.1	17.50	37.6	26.8	1.40
	8	28.8	17.55	12.7	3.5	3.63
	12	27.3	17.60	321.3	157.8	1.40
	15	25.9	17.65	90.6	67.3	1.35
11	0	30.1	17.03	34.2	11.6	2.95
	1	29.9	17.14	117.9	85.9	1.37
	2	29.7	17.30	589.7	528.8	1.12
	3	29.6	17.35	30.0	25.1	1.20
	5	29.1	17.58	250.4	393.0	0.64
	8	28.6	17.60	27.3	34.7	0.79
	12	27.4	17.58	19.5	21.2	0.92
12	0	30.1	17.03	15.3	20.3	0.75
	1	20.0	17.28	10.2	12.7	0.80
	2	29.8	17.30	15.3	23.3	0.66
	3	29.7	17.48	14.5	22.0	0.66
	5	29.5	17.58	18.8	20.7	0.91
	8	29.3	17.60	26.5	28.0	0.95
13	0	30.1	17.64	13.6	24.1	0.56
	1	30.0	17.20	7.7	5.0	1.54
	2	29.8	17.23	26.5	23.2	1.14
	3	29.7	17.34	22.2	19.3	1.15
	5	29.4	17.45	23.9	18.7	1.28

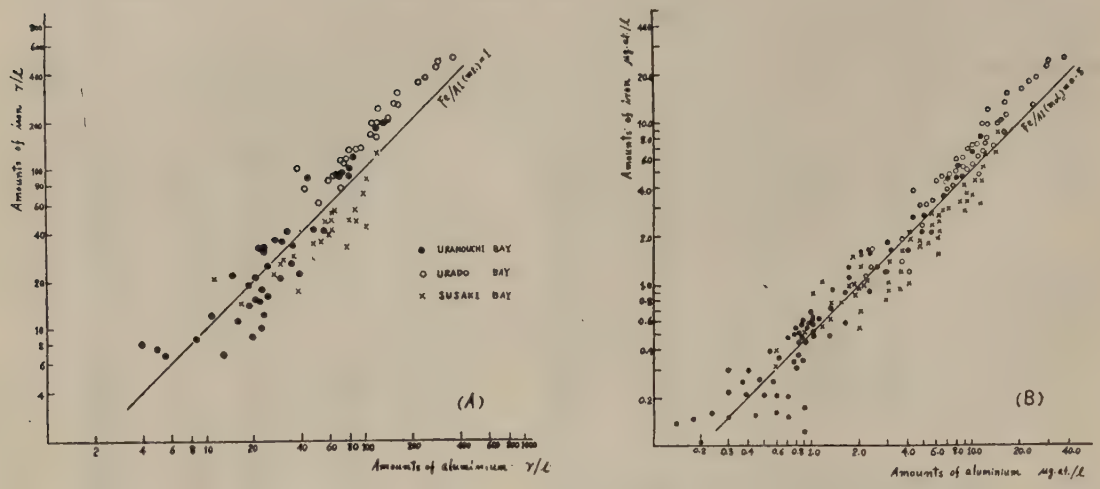


Fig. 5. Relation between iron and aluminium contents in sea water at the Uranouchi Bay, Urado Bay and Susaki Bay. Fig. (A) for weight ratio and (B) for mol ratio.

これまでに報告したように，浦戸湾のように陸水が流入している内湾では，種々な懸濁物とともに鉄やアルミニウムが陸水とともに流入し，海水中におけるその含有量は著じるしく多くなつている。また浅海では潮汐や強風等の影響により，底層水と表層水との混合が容易に行なわれ，かつ底土の影響が強くなり，海水中の鉄やアルミニウムの含有量が増す。

これとは逆に，須崎湾や浦之内湾では，陸水の流入が少ない上に，底土の影響も比較的少なく，海水中の鉄とアルミニウムは浦戸湾と比較してきわめて少ない。このように，内湾における海況の相異によつて，海水中の鉄とアルミニウムの含有量が異なつているが，さらに両元素の比についてもそれぞれの内湾で異なることが予想される。そこで今回の分析結果と，これまでに報告した浦戸湾や須崎湾の分析結果とにもとづいて，海水中の鉄とアルミニウムの比の値を算出し，海況の異なるこれらの内湾についてこの値の異同を検討した。

Fig. 5 はそれぞれの内湾における鉄とアルミニウムの関係を示したものである。図からわかるように，Fe/Al (重量比) は大約1に近い値を示し，鉄やアルミニウムの含有量が多い浦戸湾ではこの値が大きく，須崎湾では小さい傾向がある。

Fe/Al (mol. 比) も重量比の場合と同様の傾向を示し，その値は0.5に近い。このようにアルミニウムは鉄よりも多い結果を示している。

以上の事実は，海況によつて鉄とアルミニウムの相対量に差があることを示すもので，海水中の鉄とアルミニウムの存在状態が海況によつて異なることを示唆するものでないかと考えられ，内湾の特異性を示す一要因になると思われる。

本研究を行なうに当り，終始御指導と御鞭達とを賜わつた京都大学名誉教授石橋雅義先生および高知大学山本広志教授に深甚の謝意を表します。

文　献

1) 今井嘉彦 (1960)： 元素の挙動に関する海洋化学的研究2，日本海洋学会誌投稿中。
2) ———— (1960)： 元素の挙動に関する海洋化学的研究3，日本海洋学会誌投稿中。

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2, June 1961

海洋魚における無機化学成分の研究 XI

海洋魚における錫の分布について*

今　西　　襄**

Studies on the Inorganic Chemical Constituents of Marine Fishes XI

On the Distributions of Tin

Noboru IMANISHI

Abstract: The distribution of Sn in such marine fishes as Pneumatophorus japonica, Pneumatophorus tapeinocephalus, Lophius litulon, Katsuwonus pelamis, Trachurus trachurus, Monocentris japonica, and Chrysophrys major were investigated.

Sn was isolated by the ion exchange resin from the solution obtained by dissolving the the ashes of fishes in HNO_3, and determined by the polarographic method in the supporting electrolyte of HCl(6N).

Sn is one of trace elements composing ashes, but comparatively abounding next to Zn. The parts of fishes containing 0.250～0.020 milligram atom of Sn per 1 g of ash amount to 10%, 0.020～0.005 mg atom of Sn to 40% and less than 0.005 mg atom of Sn to 50% of total subjects.

Generally the amount of trace metal is largest in inner organs, less in flesh, and least in hard parts as head, bone, scale and gills. However as in Table 1. in the case of Sn there are many exceptional cases, namely Sn is concentrated in such parts as gills and bone of Katsuwonus pelamis, head of Pneumatophorus tapeinocephalus, bone of Pneumatophorus japonica, gills of Trachurus trachurus (large), head of Monocentris japonica, and fin of Chrysophrys major.

It is interesting that throughout these fishes livers are poorest in Sn and hearts contain 0.01～0.02 mg atom of Sn, but in other inner organs the content of Sn is very different to each other. The quantity of Sn in stomach of Pneumatophorus tapeinocephalus is very different between spring and autumn fish, but the same in testes.

Generally flesh contains 0.010～0.002 mg atom of Sn.

海洋魚における無機化学成分の研究の一環として，「ごまさば」，「ほんさば」，「かつお」，「まあじ」，「きあんこお」，「まつかさうお」および「まだい」における錫の分布について研究した結果を報告する。

1. 試料および処理法

「きあんこ」おは高知市浦戸市場にて入手したもので (1960.4.26)，漁獲地は浦戸湾である。体重（生）1100～500 g，体長 30～40 cm のもの6尾を分析に供した。

この他の試料魚および一般処理法は既報[1)2)]に譲る。

2. 分析法

錫はイオン交換樹脂より塩酸によつて溶離せられる部分に，鉄，アルミニウムとともに含まれる（詳細は既報[3)]参照)。塩酸濃度を約 6N に規正し，ゼラチンを 0.02% となるように添加しポーラログラフ[4)]にかけた。半波電位は水銀対極にて −0.5 ボルト付近に見られる。標準添加法によつて定量した。

3. 結果および考察

これら魚類における錫の分布を Table 1 に示

* 1961 年2月2日受理
** 高知大学文理学部化学教室　Chemical Laboratory, Faculty of Literature and Science, Kochi University

す。表は灰分1グラム当たりの錫の量をミリグラム原子数で表わし，各魚種における含量の順位を図的に示したものである。

錫はもちろん微量成分に属するが，亜鉛に次いで比較的多く含まれる元素である。錫の含量区分に対する，対象である魚体部分の分布比率を示すと次のようになる。

0.250～0.020	(ミリグラム原子の錫を含む部分割合)	10%
0.020～0.005	〃	40%
0.005 以下		50%

すなわち，対象部分の9割が 0.02 ミリグラム原子以下の錫を含むことがわかる。残りの僅か1割に相当するものが最も錫に富む部分で，これに「ごまさば」(春魚) の胃腸，脾臓，心臓，幽門垂，および卵巣があり，同じく「ごまさば」秋魚の頭部，「ほんさば」の骨がある。「ごまさば」春魚の内臓部分がこの領域のほとんどを占めていることは注目せられる。

錫の分布が内臓に豊富で，次いで肉に，頭，骨などの硬質部分にゆくに従つて少なくなるであろうことは，従来の研究結果より常識的に考えられるが，事実，「まあじ」小魚の場合がこのことを示している。また「ごまさば」(春魚)，「きあんこお」においても，ほぼこの傾向が見られる。しかし他の魚種の場合においては，この傾向に反して骨，頭部，「えら」，「ひれ」などのいわゆる硬質部分に錫が富む場合が見られる。例えば，「ごまさば」(秋魚) の頭，「ほんさば」の骨，「かつお」の「えら」，骨，「まあじ」(大魚) の「えら」，「まつかさうお」の頭，「まだい」の「ひれ」のごときである。

内臓部分における錫の含量は概して大であるということができる。しかし肝臓においては各魚種を通じて著しく少ない。これに対して心臓には各魚種を通じて，平均 0.01～0.02 ミリグラム原子の錫が含まれ，内臓部分としては多いほうであることは対称的である。

その他の内臓部分においては，魚種によつて著しい差を示すものがある。例えば消化器系統で，錫を多く含むものは「ごまさば」の春魚の胃であるが，同じく「ごまさば」の秋魚には著しく少ない。これは季節的変化を示すものかも知れない。胃と幽門垂とは近接器官であつて，比較的錫に富むが両者における含量の近似した場合もあれば，差の著しい場合もある。脾臓については「ごまさば」(春魚)，「かつお」の2つの場合のみであるが，両者とも錫に著しく富む。精巣においては「ごまさば」の春魚に豊富で秋魚に乏しい。

肉の部分における錫の含量は 0.010～0.002 ミリグラム原子の範囲である。多くの場合 0.005 ミリグラム原子以下であつて，概して微量であるといえる。

骨の部分には錫は一般に少ないが，前述のように魚種によつては著しく多く含まれる場合がある。頭部は骨を主成分とするが，少量の肉を含み，また眼球等を容しているので，純骨の場合とはやや趣を異にすると考えられ，従つて錫の含量も多いように思われる。事実，頭部は骨の部分に比較して錫に富む場合が多いが，「かつお」，「ほんさば」の場合のように全くこれと反対に頭部に少なく，骨に多い場合もある。「えら」，「うろこ」および「尾ひれ」などにおいては，概して錫に乏しいが「ごまさば」(春魚) の「尾ひれ」，「まあじ」(大魚)，「かつお」の「えら」および「まだい」の「ひれ」には著しく多い。

本研究に当つて御指導を賜つた京都大学名誉教授石橋雅義博士ならびに魚類に関して御教示を願つた本学教授蒲原稔治博士に深謝する。

文　献

1) 今西　襄 (1960)：日本海洋学会誌 16(1) 15, 19.
2) ――― (1960)：日本海洋学会誌 16(4), 172.
3) ――― (1960)：日本海洋学会誌 17(1), 40.
4) D.L. Love and S.C. Sun (1955)：Anal. Chem. 27, 1557.

Table 1. The distribution

g. atom $\times 10^3$ per 1 g of ashes	Pneumatophorus tapeinocephalus (gomasaba) spring fish	Pneumatophorus tapeinocephalus (gomasaba) autumn fish	Pneumatophorus japonica (honsaba)	Lophius lituion (Ki-ankô)	Katsuw (K
	Stomach (0.248)				
	Spleen (0.110)				
	Heart (0.079)				
0.050					
		Head (0.044)			
0.040			Bone (1) (0.040)		
	Pylo. coeca (0.038)				Spleen (
	Oyary (0.036)				
0.030					
	Tail (0.021)				
0.020					
		Heart (0.017)	Stomach (0.017)		
	Head ♀ (1) (0.016)				
	Testes (0.015)				Gills (0.
		Blood (0.013)		Kidney (0.014)	Pylo. co
	Stomach ♀ (0.011)			Flesh (0.011)	Bone (0.
0.010	Flesh, Head ♀ (3) (0.010)			Pyloric coeca (0.010)	Heart (0
0.009					
0.008	Pyloric coeca ♀ (0.008)			Stomach (0.008)	
	Scale				
	Flesh ♀ (1) (0.007)				
0.007	Bone ♀ (3) (0.007)		Bone (2) (0.007)		
				Bone	
				Head (0.006)	
0.006	Bone (0.006)			Ovary (0.006)	
	Head ♀ (2)				
0.005	Head (0.005)	Stomach (0.005)			
					Head
		Gills	Flesh (2)		Flesh (re
			Head (1), Pylo. coeca	Scale	
0.004	Gills (0.004)	Liver (0.004)	(0.004)	Gills (0.004)	
				Fin	
	Bone ♀ (1)	Testes			Stomach
	Liver				Flesh (w
0.003	Eyes (0.003)		Flesh (1) (0.003)		Blood
		Bone		Liver	
					Head (0.
		Flesh			
0.002	Gills ♀ (0.002)		Bone (3) (0.002)		
					Liver
				Tail	Scale
			Gills, Head (3)		
0.001			Flesh (3)		

f tin in marine fishes.

onus pelamis (atsuo)	Trachurus trachurus (ma-aji) small fish	Trachurus trachurus (ma-aji) large fish	Monocentris japonica (matuskasauo)	Chrysophrys major (madai)
.036)				
017)		Heart (0.018)		
ca (0.013)	Inn. Org. (0.015) (total)		Head (0.014)	
013)				
.010)		Gills (0.011)		Fin (0.011)
		Flesh (0.009)		
			Scale	
		Head (0.008)		
				Scale (0.007)
		Pylo. coeca (0.005)		
		Tail	Flesh (cont. bone)	
d) (0.004)				
		Scale (0.004)	Bone (0.004)	
(0.003)				
nite)	Elesh (0.003)	Bone		
	Total body			Head (0.003)
002)				
	Bone (0.002)			
	Head			
		Liver		

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 17, No. 2, June 1961

寄　　稿

国際海洋学会に寄せられた化学関係論文*

杉　村　行　勇**

1959年8月末から9月にかけ，ニューヨークで，AAAS主催の国際海洋学会がひらかれ，これに世界各国から多数の論文がよせられた。そこで，分厚い予稿集から化学および地球化学的論文を拾い出して，その紹介をしたい。会議は，History of the Oceans, Population of the Sea, The Deep Sea, Boundaries of the Sea および Cycles of Organic and Inorganic Substances in the Sea の5つのトピックスに従つて開かれ，その各々に少しづつ化学の論文が入つているので，ここでもこの順序に従うことにする。なお，この稿の末尾に，通し番号による論文名，著者名および掲載頁をまとめたので参照していただきたい。

1. 海水の歴史

海水の化学的進化について5論文が出ている。CHAVE[1] は，深海盆中の海水と表面海水との成分の相違から，海水の成分組成が，現在と異なつていたかどうかを論じている。海水と岩石の重水素濃度をはかり，海がどのようにできたかを，FRIEDMAN ら[2]は論じている。またGORDBERG[3]は，海水の組成を左右する機構に関し，生物活動および沈積と海水との関係を考察している。LOWENSTAN[4] は，Brachiopods の化石の O^{18}/O^{16} 比，Sr/Ca 比および $MgCO_3$ の含量を測定して，海水の組成は 2.5×10^8 年の間，変らなかつたと考えている。また，RONOV[5] は，各地質時代の火山岩と堆積岩の組成を検討し，火山活動が激しいときは，海水に炭酸塩岩石が多く沈積していることを指摘している。そして白雲石が沈積するのは，溶液の pCO_2 が，接している空気の pCO_2 よりも高いときに起るという実験結果から，各地質時代の大気中の炭酸ガスの分圧の大小を推定している。RONOV は，海洋の生成について，地質時代の間に徐々に juvenile water が加わつて海ができたものと考えている。

生命の起源について，BERNAL[6] は海洋の役割りについて論じ，FOX ら[7]は脂肪酸を加熱するとアミノ酸が生成し，それから小さな細胞様の粒子ができるという彼らの所説をここでも主張している。TUREKIAN[8] は，先カンブリア期の海水組成を，はじめの地球に水圏が存在せず，徐々に地球内部から，ガスが脱け出して，水圏ができたと仮定した場合について検討している。最初は海水の量が少ないから濃縮された状態で有機物が存在し，空気中には酸素が少なかつたから，高分子有機物の合成に好都合の条件であつた。有機物が風化作用に大きい働らきをするから，最古の岩石が 3×10^9 年という年令をもつことと併せ考えると，生命の発生は 3×10^9 年位以前のことではなかろうかと考えている。

古代の海水温に関しては，BROECKER[9,10] が，海底堆積物の C^{14} の測定から，最後の氷期の終り，現在から約11000 年前に，海水の水温が急に上昇したことを推定している。また，C^{14} 法と，イオニウム法で，堆積速度を求め，堆積物の表面から約 20 cm の深さで，粘土の堆積速度が 1/3 に急減することが，大西洋の堆積物では一般的現象であることを認め，これが，後氷期の海水の温度よりも，後ウイスコンシン氷期のほうが冷たかつたことによるものと考えている。氷期による海水の塩分の変化を論じたものもある[11]。EMILIANI ら[12] は，南イタリーの海底堆積物の酸素の同位体組成より，鮮新世と氷期の温度変化を検討した。HEEZEN ら[13]は，ベネズエラ北方の Cariaco 海溝の堆積物の C^{14} をはかり，11200 年前に，それ以前の 10°C 台から，20°C 台に表面の海水温が上昇したことを見出している。これは BROECKER の結果とよく一致していて，極めて興味深い。

2. 海洋の生物量

これについては，他の部門と重複するので，ここでは省くことにする。

3. 深　　海

多くの研究がよせられているが，興味をひきそうなものをあげてみよう。

深海循環について，C^{14} を用いた2研究がある。FERGSSON[14] は海水の年令と，大気と海洋間の CO_2 の交換時間を，C^{14} によつて測り，交換時間は約 10 年，南太平洋の海水の主要部分は，1000年以上の年令をもち，したがつて，太平洋の海水は，大西洋よりも turnover の時間が長いことになるといつている。また，SUESS ら[15]

* 昭和 36 年2月7日受理
** 気象研究所

は，15°N から 47°S の線にそつて，採取した深海水 (3000～2500 m) の C^{14} 年令を測つた。海水の年令は，南の 1500 年から北上するにつれて増加し，1900年までの年令がえられた。これが深海水の北上を意味するものとすると，深海流の速さは，12km/年と考えられると報告している。

また，放射性元素の堆積作用との関連，あるいは，水圏における天然放射性元素の行動について，7つの論文がよせられ，この分野での発展がめざましい。ARRHENIUS[16] は海成鉱物の，ウラン，トリウム含量を検討した。また CHOW ら[17] は，堆積物とマンガン瘤のなかの鉛の含量と，その同位体組成を報告している。マンガン瘤と，その周辺の海底堆積物との鉛の同位体組成は同じであり，太平洋の各地域から集めたマンガン瘤中の鉛の同位体組成は，北西から南東に向けて，鉛の同位体 (Pb^{206}) が増加する傾向が明らかに認められる。この分布形式は，深海水の循環の経路を示すものであるかもしれない。また大西洋の鉛は，太平洋の鉛より，放射性起源の鉛の割合が多くなつている。これは，大西洋の鉛が古い花崗岩に関連をもち，太平洋では，比較的若い玄武岩に由来することにその説明をおいている。多年にわたり宇宙線で生じた放射性同位体の研究を行なつている LAL[18] は，H^3, Na^{22}, S^{35}, Be^7, Be^{10}, P^{33}, P^{32}, Cl^{39}, C^{14} などを地球の進化を調べるのに有力な道具として用いることについて総説を述べている。またラジオオートグラフ法によつて，堆積物中のα放射体の分布を調べた論文が，PICCIOTTO[19] から提出されている。POTRATZ ら[20] は海中の炭酸カルシウム沈澱物のイオニウム・ウラン比を調べた。ウラン含量は，0.1～5.0 ppm で，アラゴナイト型の炭酸カルシウムに，もつとも多量に含まれていた。しかしイオニウムの含量は少なく，ウランとの平衡量の1％以下であつた。海水や海底土のラジウムの測定に 1930 年代より活躍している RONA ら[21] は，イオニウム—トリウム法を深海堆積物の年代決定と堆積速度の決定に用いはじめている。メキシコ湾の海底土では，1 cm/10^3 年，北太西洋では 1～2 mm/10^3 年の堆積速度を求めた。WALTON ら[22] は，イオニウムによる年代決定法に残る疑問点を解決しようと試み，海水中のイオニウムの行動を検討した。この結果，粘土を多く含む層には，α放射体が濃縮され，イオニウムの沈澱は一定であり，水温の変化によつても，イオニウム (Th^{230}) とトリウム (Th^{232}) の行動は，ほとんど一致していて変らないことが明らかになつた。

4. 海の境界域

大陸と海との境界に相当する部分での出来事に関する諸問題が取り扱かわれているが，主として地質学や地球物理学に関係があることなので，WIGLEY[23] らが行なつた。北米ニューイングランド沖のジョージス堆の有機物含量の問だけをあげておく。

5. 海洋における有機および無機物質の循環

内容を7区分し，化学，生産，大気との交換，栄養塩，生物学的活性物質，海中の生物と無生物との釣合いおよび，堆積物と水との交換に関する各部門がある。

海水中のヨウ素酸態のヨウ素と全ヨウ素を，THOMPSON 一派[24] は新らしい電流滴定法で測定した。全ヨウ素の含量は深さによる変化をあまり示さないが，深くなると多くなる傾向はある。全ヨウ素含量は，北極海と北太平洋とで含量にちがいはないが，ヨウ素酸は，北極海の表面水にはなく，深さとともに増加し，1000 m で極大値を示すことが認められた。海水中の酸素が，有機物分解などで消費させるとその同位体組成に変化を起す点から，BENSON[25] は O^{18}/O^{16} 比を測定して，海水中の垂直分布をしらべた。金属イオンについては，アドリア海の銅を，MENG-CHIEREGO ら[26] が，また，太平洋海水と，河川水のアルミニウムを SACKETT ら[27] が測定した。これによると，海水中のアルミニウムは溶存物が，1 μg/l 粒子状のものが外洋では，1 μg/l 以下，沿岸水では 2～100 μg/l である。アルミニウムの海洋における滞留時間については，約 4000 年と推定されている。海水の人工放射能について，日向野[28] の北赤道海流の表面水の分析結果，NELEPO[29] の南極大陸付近の海水中の分布，山県[30] らの日本沿岸水の Cs^{137} が報告されている。ROTSCHI[31] は珊瑚海のアルカリ度の測定結果を発表している。

大気と海洋の交換については，6報告がよせられている。BROECKER[32] らは，C^{14} を用いて，CO_2 の湖水と大気との交換速度を求め，3～5 mole/m²/yr をえている。これは CRAIG の値の 24 より一桁少ない。FONSELIUS[34] は，その報告のなかで，現在までの北大西洋と北極海の海水の pCO_2 を検討してみると，大気よりも低く，南大西洋とインド洋では大気よりも高い値を示すといつている。LEAHY[40] は北米東岸の大気の CO_2 濃度を赤外線吸収法で測定し，日変化，季節変化，鉛直分布などをしらべた。その他半谷ら[37]，KANWISHER[38]，およびバレンツ海の CO_2 を測つた KOROLEFF[39] の論文がよせられている。GAST および THOMPSON[35],[36] による海水のホウ素に関する研究は極めて興味深いもので，これによると空気中のホウ素は，海水の蒸発によつて供給されるものであることを確かめ，また海水のホウ酸含量は，一般に，その海域の蒸発量と降水量とに左右される点を指摘している。また，スエーデンの海水と降水中の硫黄の同

位体組成を検討した Östlund[41] は，雨や雪の S^{32}/S^{34} 比が，22.15～22.27，平均 22.20 海水が 21.91 ± 0.01 であつて，非常に異なつている点から，海水の飛沫は，雨雪水の硫黄の主要な源泉とはなりえないもので，このためには，化石燃料や，火山ガスなどに源泉を持つてこなければならないだろうと示唆している。海水中の有機物と炭酸カルシウムの関係を Park[43] らが研究している。大量の海水から抽出した有機物濃縮液に Ca^{45} を含む炭酸塩を加えて，カルシウムの行動を研究したものである。菅原[43]は，"Syn-Bubble" 理論を提出し，海水飛沫生成時に，空気中にとび出した小水滴は，すでにもとの海水とその組成がちがうという所論を，ナトリウム・ヨウ素比の変化で示している。

栄養塩関係には，8つの論文が出ている。質量分析計によつて，海水中の窒素の同位体を測つたものが2つある。Benson ら[44]は，大西洋の海水では，酸素を含む水では N^{15}/N^{14} 比が一定であるが，酸素が消費されてしまうと，N^{15}/N^{14} 比が変化することを見出した。同様に Richards ら[49]は，カリブ海の Cariaco 海溝の水と，オスロ・フイヨルド中の海水の窒素，アルゴンを測り，酸素が十分にある水では，海水の N^{15}/N^{14} 比は，空気中のそれと 0.01 % 以内で一致しており，酸素がない水では，0.1 % だけ空気中の窒素より重くなるのを見出した。Brandhorst[45]は，北赤道太平洋の東部海域の NO_2 の分布をしらべ，躍層付近に NO_2 の極大値が生ずることを報告した。この他，黒海の海水中の鉄は，大部分が懸濁物質になつていることを報じた Dobrzanskaya ら[46]の論文，窒素，リンおよびケイ素の各元素について，地球化学的循環を計算した Fedosov[47]，リンの循環と海洋生物の排泄の関係を検討した Pomeroy ら[48]の報告がある。なお，招かれて講演を行なつた鳥居[50]のケープタウンから南極リッツオーホルム湾までの間の炭酸ガス，栄養塩に関する論文がある。これは，海水中の pCO_2 が空気中の pCO_2 より高いことを示したものである。

生物学的活性物質の部門では，滞米中だつた小山[51]が，海水中の有機酸の分析を行ない，酢酸，ギ酸，ラク酸，グリコール酸，リンゴ酸，クエン酸の存在を報告した。しかし，このほとんどは遊離で存在しているのではなく，分析操作の間に，高分子のものから分れて生ずるものと考えられている。また，海水を酢酸エチルで抽出して，その抽出物について，脂肪酸の定量をガスクロマトグラフ法で行なつた Slowey ら[52]の報告がある。メキシコ湾の海水では，深さとともに炭素の鎖が短かくなつていくことがわかつた。Smith ら[53]は C^{14} 標識化合物を用いて，プランクトンを培養し，C^{14} の摂取を検討した。

その他，海水中のビタミン B_{12}，ホルモンなどの報告がこの部門に多数寄せられている。

海中の生物，無生物間の関係については，4論文がある。Duursma[54] は北大西洋において有機炭素を測り，表面水で 0.2～10 mgC/*l*，深海水で 0.4～0.6 mg C/*l* という値をえた。Skopintsev[56] は，大西洋で，1.04～1.97 mgC/*l*，C/N 比は 10，C/P 比は 150 という値を出している。Kalle[55] は，海洋プランクトンのクロロフィル系物質に紫外線照射をしたときに生ずる3種類の螢光について測定し，その結果を解析している。Lewin[57]は，ケイ藻の骸からのケイ素の溶出について，加えた錯体の影響を報告している。

海水と堆積物との交換については，12 論文が提出されている。堆積物の間隙水について，Brujewicz[58] らは，北西大平洋の赤粘土と灰色ケイ藻骸泥とで，アルカリ度，アンモニア，およびリン含量が，いずれも赤粘土のほうが少ないことを見出した。Shishkina[65]は極東海域の大陸棚と海溝の境界付近の堆積物の間隙水は，海水よりも，SO_4，マグネシウム，カルシウムがともに少ないことを報告している。Starikova[66] は，太平洋，オホーツク海，黒海，アゾフ海の泥の間隙水中の有機炭素量をしらべた。この同じ水について，Volkov[67]が SO_4 をしらべた。Laevastu ら[61] はワシントン湖の運河の堆積物の間隙水について検討した。有機物の関係では，アゾフ海，バレンツ海，バルト海，バルチック海の有機質の蓄積について検討した Gorshkova[60]，日本海の海底土の有機炭素量を測定した新野[63]，および西部ベーリング海の有機物をしらべ，C/N 比が 8.8 という値を求めた Mironov[62] の報告がある。

Buser[59] はマンガン瘤中の鉄とマンガンの存在型をしらべ，δ-MnO_2，水マンガン鉱などが認められている。さきに大西洋の粘土の堆積速度を求めた Rona ら[64]は，海水のマンガンと，堆積物中のマンガンの量を測定した。海水中のマンガンの測定には，放射化分析を用いた。マンガン含量は，メキシコ湾で 0.3～0.5 μg/kg，大平洋では，0.6～0.8 μg/kg で深さにより増加することが認められ，これは堆積物からのマンガンの溶出によつて説明されている。また，Wedepohl[68] は，大西洋の遠洋性堆積物 18 試料の微量元素を，18 種測定した。Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, (Sr), Y, Zr, Mo, Ba, La, Pb の各元素の含量を決定し，沿岸の試料と比較して各元素の海洋における行動を定性的に検討した。Zen[69]は，Gibbs の式を，炭酸塩生成のさいに適用し，生成条件を推定した。水中での全圧力あるい

は深さの増加により自生石が生ずることがわかり，これと天然の炭酸塩沈積物との関係を論じている。

以上，簡単に各論文の紹介を試みたが，整理した形に統一できず，ひとりよがりの点も多いことと思うが，できるだけ忠実にエッセンスをつかみとろうとしたつもりである。

文　献

1) CHAVE, K. *E.*, Evidence on the History of Sea Water from the Chemistry of Deeper Subsurface Waters of Ancient Basins, p. 68.
2) FRIEDMAN, I., REDFIELD, A. C., SCHOEN, B., HARRIS, J., and LEVIN, B., Deuterium Contents of Sea Water and Magmatic water, p. 69.
3) GOLDBERG, E. D., The Processes Regulating the Composition of Sea Water, p. 70.
4) LOWENSTAM, H. A., $0^{18}/0^{16}$ Ratios and Sr and Mg Contents of Calcareous Skeletons of Recent and Fossil Brachiopods and Their Bearing on the History of the Oceans, p. 71.
5) RONOV, A. B., Some New Geochemical Data Concerning the Postprecambrian Evolution of the Chemical Composition of the Hydrosphere and Atmosphere, p. 73.
6) BERNAL, J. D., The Physical and Chemical Conditions Determining the First Appearance of Biochemical Processes, p. 78.
7) FOX, S. W., HARADA, K., and KENDRICK, J., Synthesis of Microscopic Spheres in Sea Water, p. 80.
8) TUREKIAN, K. K., Probable Aquatic Environments of the Pre—Cambrian, p. 81.
9) BROECKER, W. S., EWING, M., and HEEZEN, B. C., Evidence for a Sudden Change in Climate 11,000 Years Ago, p. 87.
10) BROECKER, W. S., WALTON, A., HEEZEN, B. C., and TUREKIAN, K. K., Sedimentation Rates in the Deep Ocean, p. 87.
11) BUECHLEY, R. W., Glacier-Caused Variations in Oceanic Salinity as a Parameter in the Theory of Ice Ages, p. 88.
12) EMILIANI, C., MAYEDA, T., and SELLI, R., Paleotemperature Analysis of the Plio-Pleistocene Series of Le Castella Calabria, p. 91.
13) HEEZEN, B. C., MENZIES, R. J., BROECKER, W. S., and EWING, W. M., Stagnation of the Cariaco Trench, p. 99.
14) FERGUSSON, G. J., Radiocarbon Ages of Ocean Water and the Exchange Time of Carbon Dioxide from the Atmosphere to the Ocean, p. 431.
15) SUESS, H. E., RAKESTRAW, N. W., and OESCHGER, H., Apparent Age of Deep Water in the Pacific Ocean, p. 440.
16) ARRHENIUS, G. O. S., and KORKISCH, H., Uranium and Thorium in Marine Minerals, p. 497.
17) CHOW, T. J., and PATTERSON, C. C., The Isotopic Composition and Concentration of Lead in Pelagic Sediments and Manganese Nodules, p. 497.
18) LAL, D., Investigation of Geophysical Processes Using Radio-Isotopes Produced by Cosmic Rays, p. 499.
19) PICCIOTTO, E., and ARRHENIUS, G. O. S., Distribution of α-Activity in Pelagic Sediments, p. 501.
20) PORTRATZ, H. A., and SACKETT, W. M., Ionium-Uranium Ratios in Marine Limestones, p. 502.
21) RONA, E, AKERS, L. K., and PARKER, P., Age Determinations of Deep-Sea Sediments, p. 503.
22) WALTON, A., and BROECKER, W. S., A Contribution to the Geochemistry of Ionium in Deep-Sea Cores, p. 505.
23) WIGLEY, R. L., Organic Content of Georges Bank Bottom Sediments, p. 587.
24) BARKLEY, R. A., and THOMPSON, T. G., Iodate-Iodine and Total Iodine Content of Sea Water, p. 813.
25) BENSON, B. B., Oxygen Isotope Fractionation During the Utilization of Oxygen Dissolved in Sea Water, p. 815.
26) MENG-CHIEREGO, N., and PICOTI, M., The DistributiLn of Copper in the Adriatic, p. 817.
27) SACKETT, W. M., and ARRHENIUS, G. O. S., Aluminium content of Ocean and Other Natural Water, p. 824.
28) HIGANO, R., Radiochemical Analysis of the Equatorial Pacific Surface Water, p. 815.
29) NELEPO, B. A., Direct Determination of Ocean Water Radioactivity in the Waters of the Pacific Antarctic, p. 820.
30) YAMAGATA, N., and MATSUDA, S., Cesium-137 in the Coastal Waters of Japan, p. 825.
31) ROTSCHI, H., Specific Alkalinity in the Cora-Sea, p. 822.
32) BROECKER, W. S., and WALTON, A., Coml parison of CO_2 Exchange Rates Between the Atmosphere and Fresh Water Systems with that Between the Atmosphere and Ocean, p. 856.
33) FONSELIUS, S., Some Estimations of Organic Carbon and Nitrogen in Precipitation, p. 859.
34) ———., Measurments of the CO_2 Pressure in the Atmosphere and the Sea, p. 860.
35) GAST, J. A.,tand THOMPSON, T. G., Evaporation of Boric Acid from Sea Water, p. 861.
36) ———., and ———., Borate Concentra-

tion in the Surface Waters of Oceanic Areas, p. 863.
37) HANYA, T., and ITO, Y., Preliminary Studies of the Interchanging Velocity of Carbon Dioxide Between the Sea Water and Air, p. 864.
38) KANWISHER, J., Partial Pressure of CO_2 in Sea Water, p. 866.
39) KOROLEFF, Carbon Dioxide in the Air and the Surface Waters in the Barents Sea Area, p. 868.
40) LEAHY, R. G., Atmospheric CO_2 Measurements Along the Eastern Coast of North America, p. 870.
41) ÖSTLUND, G., Isotopic Composition of Sulfur in Precipitation and Sea Water, p. 872.
42) PARK, K., and HOOD, D. W., Effect of Organic Material on Solubility of Calcium Carbonate in Sea Water, p. 873.
43) SUGAWARA, K., Syn-Bubble-Bursting Fractionation of Sea Salt. Ejection of Spray Droplets with a Salt Composition Different from that of the Marine Sea Water When a Foam Bursts, p. 875.
44) BENSON, B. B., and PARKER, P. D. M., A New Technique for Dissolved Gas Analysis with Application to the Study of Dissolved Nitrogen in Aerobic Ocean Water, p. 879.
45) BRNDHORST, W., Nitrification and Denitrification in the Eastern Tropical North Pacific, p. 881.
46) DOBRZENSKAYA, M. A., and KOVALEVSKY, A. O., Content of Dissolved and Suspended Fraction in Iron in the Black Sea, p. 884.
47) FEDOSOV, M. V., The Chemical Basis of Primary Production in the Sea, p. 886.
48) POMEROY, L. L., and BUSH, F. M., Regeneration of Phosphate by Marine Animals, p. 893.
49) RICHARDS, F. A., and BENSON, B. B., Nitrogen Argon and Nitrogen Isotope Ratios in Anaerobic Marine Environments, p. 896.
50) TORII, T., Chemical Studies on the Nutrient Matter in Sea Water Between Cape Town and Lützow-Holm Bay, Antarctica, p. 904.
51) KOYAMA, T., and THOMPSON, T. G., Organic Acids of Sea Water, p. 925.
52) SLOWEY, F. W., JEFFREY, L. M., and HOOD, D. W., Characterization of the Ethyl Acetate Extractable Organic Material of Sea Water, p 935
53) SMITH, J. B., TATSUMOTO, M., and HOOD, D. W., The Carbomino Carboxylic Acids as a Source of Carbon in Photosynthesis by Marine Phytoplankton, p. 938.
54) DUURSMA, E. K., Dissolved Organic Matter in the North Atlantic, p. 946.
55) KALLE, L., Chlorophyll, Organized and Free Fluorescence-Three Counteractors in th Biochemical Cycle of the Sea, p. 947.
56) SKOPINTSEV, B. A., Organic Matter of Sea Water, p. 953.
57) LEWIN, J. C., Dissolution of Silica From Diatom Walls, p. 950.
58) BRUJEWICZ, S. W., and ZAITSEVA, E. D., Chemical Features of Marine Interstitial Solutions, p. 958.
59) BUSER, W., The Nature of the Iron and Manganese Compounds in Manganese Nodules, p. 962.
60) GORSHKOVA, T. I., Accumulation of Organic Matter in Marine Sediments, p. 964.
61) LAEVASTU, T., and FLEMING, R. H., Chlorinity of the Interstitial Waters Sediments from Lake Washington Ship Canal and the Flow of Fresh and Salt Water Through the Sediments, p. 967.
62) MIRONOV, S. I., and BORDOVSKY, O. K., Organic Matter in Bottom Sediments of the Bering Sea, p. 970.
63) NIINO, H., On the Distribution of Organic Carbon in the Deep-Sea Sediments of the Japan Sea, p. 974.
64) RONA, E., HOOD, D. W., AKERS, L. K., and MUSE, L. A., Determination of Manganese in Sea Water, p. 975.
65) SHISHKINA, O. V., On the Salt Composition of the Marine Interstitial Waters, p. 977.
66) STARINOVA, N. D., Organic Matter of the Liquid Phase of Marine Muds, p. 980.
67) VOLKOV, I. I., and OSTROUMOV, E. A., The Distribution of Sulphates in the Sediments of the Pacific, p. 986.
68) WEDEPOHL, K. H., The Contribution of Miner Element Data of Clays From the Atlantic Ocean to the Geochemistry of Pelagic Sediments, p. 987.
69) ZEN, E., Carbonate Equilibria in the Open Ocean, p. 990.

ウナギの回遊と産卵の問題*

— TUCKER 博士の新説をめぐつて —

西 村 三 郎**

デンマークの生んだすぐれた海洋生物学者 Johannes SCHMIDT (1877–1933) の名は，とくに，2000 年来生物学上の解きがたい謎としていろいろなもつともらしい，あるいは奇想天外な想像をめぐらされてきたウナギの生活史を解きあかした人として，私たちの耳目にしたしい。彼は 10 数年におよぶ困難な海上調査の結果，ヨーロッパ産のウナギ *Anguilla anguilla* L. の幼魚，すなわちレプトケファルス (leptocephalus) は，当時信じられていたように沿岸近くの深海で生まれるのではなく，ヨーロッパの海岸から 3500 浬はなれた大西洋の西部：サルガッソー海から来るものであることをつきとめ，この海域にこそヨーロッパ産ウナギの産卵場が，一部北アメリカ産のウナギ *A. rostrata* (LESUEUR) のそれと重なりあいながら，存在するのであろうと推定したのであつた[1]。なぜウナギは産卵のためにそのような大旅行をするのかという点については，SCHMIDT は次のように考えた：ウナギは，ほかの多くの魚と同様，産卵期には外界の条件に対して非常に敏感になり，しかもその産卵のために水深 500 m 内外で，かつ，大西洋のもつとも高温・高かんな場所を求めるからであると。さらに，彼によれば，アメリカウナギもこれと同様な生活史をもつが，ただ，その産卵場はヨーロッパウナギのそれのやや南西寄りにあるとされ(アメリカウナギの全長 15 mm 以下のレプトケファルス幼生が採集された海域はヨーロッパウナギのそれよりもやや南西にずれていることに基く。浮遊卵は，同定にまだ問題が残つているただ1回の報告[2]を除くと，アメリカウナギのものも，ヨーロッパウナギのものも採集されていない)，かつ，後者のレプトケファルス時代は約 2.5 年であるのに対して，これは1年たらずで，その幼生時代を終る点で相違する。そして，このレプトケファルス期の持続期間の差異は，産卵場からそれぞれの大陸の陸水系に達するために横切らなければならぬ距離に対して適応した性質であるとされた。

大西洋ウナギの生活史に関するこの SCHMIDT の説は，生命のもつ本能の不思議さ・環境への適応の見事さの好例として，また海洋生物学上の偉大な業績として，生物学あるいは海洋学の書物には必らずといつていいほど引用され，現在では小・中学生の間にさえ彼の名とともにひろく知れわたつている。こうして，30数年間にわたつて彼の学説はその権威を保持しつづけ，その正しきことはほとんど疑うべからざるかのようにみえた。ところが，1959 年になつて突如大英博物館の一隅からなされた Denys W. TUCKER 博士の主張は，この学説の権威に対するはじめての正面切つた挑戦であつた。《Nature》誌上に発表されたこの爆弾的な論文[3]はすぐさまヨーロッパの学界に大きな波紋をひきおこし，TUCKER 博士の新説をめぐつてここに華々しい論戦が展開された[4–6]。日本ウナギ *Anguilla japonica* TEMM. & SCHL. の産卵と回遊について常々関心を抱いていた私は，この TUCKER 論文に大きな興味をおぼえ，一読して共鳴するところ少なくなかつたのであるが（その理由についてはのちほどのべる)，それのみでなく，この論文は海洋生物学におけるひとつの新らしいものの見方を示しているという点でも典型的なものと考えられるので，ここにその要旨を紹介する次第である。

TUCKER 博士は大西洋ウナギの問題について次のような，SCHMIDT とはまつたく違つた見方をする：

(1) ヨーロッパウナギは（SCHMIDT が仮定したような）産卵場への大回遊をおこなうことはないし，またその必要もない。彼らはヨーロッパ大陸の陸棚上で死滅するものである。

(2) アメリカウナギとヨーロッパウナギとは別種ではなく，単一種：*Anguilla anguilla* に属し，両者の見掛け上の相違は個体発生の初期における環境条件の差異によつてひきおこされるものにすぎない。すなわち，アメリカウナギの産卵場の異なつた場所から卵（およびそれから孵化した仔魚）がそれぞれ表層に向かつて浮上する途中で遭遇する異なつた温度条件は，すでに多くの硬骨魚類について知られているのと同じ様式で，ウナギの胚にも，体節・脊椎骨・鰭条数などの変異——従来，両者をわかつ主なメルクマールとされてきた——をもたらすのである。また，両者のレプトケファルス幼生の分布の相違は，産卵された場所の海流の差異によつてもたらされるものである。

(3) いわゆる“ヨーロッパ”ウナギ *A. anguilla* の

* 1961 年1月 17 日受理

** 日本海区水産研究所

個体群は，したがつて，すべてアメリカウナギ "*A. rostrata*" からの幼生の補給によつて維持されているわけである。

そして，TUCKER 博士は上の主張の根拠を，既往の文献から豊富な引用をなしつつ，詳細に論じている。たとえば，命題 (1) については，まず，ヨーロッパウナギは降海時にはほとんど餌をとらず，腸管は極度に萎縮し，時に肛門閉塞さえみられ，諸内分泌器官が異常な機能亢進を示しているがごとき形態変化がおこるが，こうした兆候は性的成熟が身体的な発達よりも不釣合いにはやく進み，すでに生理的に相当衰弱している証拠（ウナギは産卵後すみやかに斃死すると考えられている）とみられるが，このような状態の魚がすくなくとも 3500 浬におよぶ大回遊をなしとげることが可能かどうかという点にまず疑念を示し，ついで，ヨーロッパや北阿の諸所の河川から降つたウナギ群に対して一様に高温・高かんへのプラスの反応行動および固体との接触・光に対するマイナスの反応をよりどころとしてそのサルガッソー海までの回遊の方向づけを説明しようとする見解はことをあまりにも単純にみすぎているもので，地中海およびヨーロッパ沿海における複雑きわまる流動-水温-塩分系の分布状態を考慮すると，このようなメカニズムによつて導かれるヨーロッパウナギはとうていサルガッソー海に到達する見込みはないであろうとのべ，次に，もし，降りウナギが海に入つてからも死滅しないとするならば，大陸斜面上や大西洋の中央部，とくに，地中海に注ぐ諸河川から降海したウナギが（もし，大西洋に出るものとすれば）集中して通過すると思われるジブラルタル海峡においては降りウナギが相当量漁獲あるいは採集されてもよさそうだが，じじつはほとんどとれていないこと，さらに，もし，ウナギが大回遊するとすれば，その途上にあたると想定されるいくつかの海盆・海溝にはサルガッソー海におけるとほとんど同様な環境の深海が存在するにもかかわらず，ウナギはそこではいつこうに産卵するふうにはみえないという不可解な事実などを挙げて，結局，ヨーロッパウナギは海に降りてから間もなく（地中海に降りたものはおそらくジブラルタル海峡に達することすらできずに）死滅してしまうのであろうと結論するわけである。これに対してアメリカウナギは降海時にはまだ生理的な退化・萎縮の兆候はみられず，加うるに北アメリカ東岸にそう流動-水温-塩分系はその諸所の河川から降つたウナギ群をサルガッソー海の産卵場に輸送・誘導するのに好適な分布状態にある (coastal water および slope water の卓越する範囲を考えているが，TUCKER は，とくに，はじめ STOMMEL によつて予想され，ついで《Discovery II 世》号によつてその存在が確かめられたガルフストリームの下を南偏りに流れる強勢な深層流を，降海したアメリカウナギを産卵場まではこぶ簡単でじん速・確実な径路とみなしている)。

次に命題 (2) の妥当性に関して，TUCKER は次のようにのべている。すでに多くの硬骨魚類について，高い水温下で個体発生の初期をすごしたものは低い水温下ですごしたものよりも相対的に低い筋節および脊椎骨数をもつにいたり，鰭条数にもやはり変異がおこる事実が知られているが，もし，同じことが大西洋ウナギにもあてはまるとすれば，サルガッソー海の海洋学的性状は，そこで産みだされたウナギの胚に対して次のような後天的＝表現型上の分化 (phenotypic differentiation) をもたらすであろう：産卵水域は 20～30°N，50～70°W の範囲にわたるものとして，この水域の 400～700 m の水深のところで放出・授精された卵は表層にむかつて浮上をはじめるが，表層に近づくにしたがつて，産卵場の南限寄りで産みだされた卵・仔魚ほど高い温度条件に遭遇することになり，その結果，低い筋節および脊椎骨数 (103～111) をもつにいたり，これはいままでいわゆる "*Anguilla rostrata*" (アメリカウナギ) として知られてきた個体群となる。これに対して，産卵場の北限寄りで産みだされた卵からは筋節および脊椎骨数の多い (110～119) *A. anguilla* (ヨーロッパウナギ) 型の個体群を生じるであろう。さらに "*A. rostrata*" 型の仔魚は浮上の途中で強勢なアンチレス海流にはこばれてその分布域が西方にかたより，それと同時に周囲の高温と豊富なプランクトンとにはぐくまれて，幼期における物質代謝の速度が大きく，形態分化が促進され，その結果，まだ小さい体長 (60～65 mm) のうちに変態がおこつてレプトケファルス期がおわり，またその継続期間も短縮される（約 9 カ月）ことになるのであろう。これに対して，*A. anguilla* 型の仔魚は弱くて，かつ，ごく表層に限られた皮流によつてごくゆつくりとはこばれるので南限寄りで産出された群とは位置上のずれを生じ，加うるに低い水温はその幼期に対してアメリカウナギよりもはるかにゆつくりした成長・大きな最大体長 (75 mm)・長い継続期間（約 2.5 年）をもたらす。これはまさにじつさいに SCHMIDT らによつて確かめられた現象にほかならない。

レプトケファルスからシラスウナギへの変態にさいしては甲状腺機能の増大が関与することが知られているが，これもまた物質代謝速度を通じて外界の温度条件から影響を受け，"*A. rostrata*" 型の幼魚では早期に，*A. anguilla* 型の幼魚では遅く開始される。この内分泌器

官機能亢進のはじまる時期と幼魚が大陸の沿岸近くに到着する時期とがうまく合致していないと，幼魚は新らしくおきた生理的事態と環境条件とを調整することができなくて死滅してしまうであろう。大西洋中央部へとはこび去られた *"A. rostrata"* 型幼魚，あるいはなにかの理由であまりにも早期に沿岸に流れ寄つた *A. anguilla* 型幼魚はこのようなメカニズムで消去されてしまうのである。アメリカウナギとヨーロッパウナギとの幼魚が同じサルガッソー海から出発しながら，どうしてその後おたがいに分離してそれぞれの大陸へとはこばれてゆくのかという問題について，TUCKER 博士は，これははじめからあるふたつのものの "分離" ではなくて，環境への適応が失敗したものの "除去" によつてなされているのであると考える。

ところで，すでにのべた降海時におけるヨーロッパウナギとアメリカウナギとの間にみられる生理的状態の相違の原因については，T博士は，ヨーロッパとアメリカとで河川の大きさ・水温・餌の量などが異なり，アメリカ大陸ではウナギの成長・成熟が順調におこなわれるような好適な状態にあるが，ヨーロッパ大陸はこの点不良であること，その結果，ヨーロッパの河川に溯上したウナギは性成熟を支配する内分泌系の機能と環境によつて大きく影響される物質代謝および成長とのバランスがとれず，性成熟があまりにも早期に開始されるため，産卵回遊を成功に導くのに必要な体力の充実がなされる以前に降海してしまうからであるという見解をのべ，大西洋ウナギ *Anguilla* に対する自然淘汰の圧力（＝淘汰圧 selection pressure）はアメリカ大陸に溯河した群に対してのみ働らく（ヨーロッパウナギは生殖に関与しないから，この個体群が獲得した遺伝子型は次代に伝わらない）ので，ヨーロッパウナギのこのような "行きづまり" の運命はすくわれるべくもなく，年々アメリカウナギの幼生の大きな部分がヨーロッパにはこばれていつて生殖に参加することなく，いたずらに失われてゆくという事態はおそらく永久につづくであろうとしている。

最後に TUCKER 博士は，FISH[2] によつておこなわれた大西洋ウナギの浮遊卵（ただし，SCHMIDT[7] や TÅNING[8] などはこの同定に対して疑義を表明している）の飼育・孵化実験の結果を引用し，これは彼のヨーロッパおよびアメリカウナギの分化に対する発生初期の温度効果の考えを，実験はこういう考えとは無関係におこなわれたものではあるが，結果として裏付けるていのものであつたことをのべて，論述を終えている。

この TUCKER 論文に対してただちにパドア大学（イタリア）の U. D'ANCONA 教授，リヴァプール大学の J. W. JONES 博士，オランダ国立水産研究所の C. L. DEELDER 博士から反論が寄せられた[4-6]。これらは要約するとだいたい次のような点を衝いたものであつた：(1) 降海時のヨーロッパウナギは決して衰弱してはいない。その証拠に，これを捕えてタンクに飼つておくと組織を退化さすことなく，長期間生きながらえる。(2) それを捕獲する適当な漁具がなく，またその網目をぬけやすい体形を考慮すると，降海したヨーロッパウナギが外洋やジブラルタル海峡付近で捕獲されないのは当然である。また，外洋で捕獲されないという点ではアメリカウナギも同様である。(3) 降りウナギが単純な定位機構によつてのりきつてゆくにはヨーロッパ大陸近海の海洋構造はあまりにも複雑であるということはウナギがサルガッソー海に到達できないという証拠にはまつたくならない。降りウナギがわれわれには未知のなにものかに導かれてサルガッソー海に到達しているという可能性もありうる。(4) もし，ヨーロッパウナギが海に出たのち陸棚上で死滅するものならば，そこには莫大量のウナギの死体が集積し，トロールなどに入つてきてもよさそうであるが，じつさいはそのようなことはない。(5) ウナギの産卵行動を誘発する条件についてなにもわかつていない現段階においては，サルガッソー海と同様な水理的条件をもつ深海が地中海や大西洋東部にもあるにもかかわらずウナギは必らずしもそこでは産卵しないということは当然ありうると考えなければならない。(6) サルガッソー海の産卵場の表面水温は南と北とでたかだか 4°C の差があるにすぎない。これはヨーロッパウナギとアメリカウナギとの間の脊椎骨数の差（前者のモード 115，後者のモード 107）をもたらすに充分な大きさであろうか？ しかも，表面水温の緯度による変化は漸次的であるのに，ウナギの脊椎骨数はモードが明瞭に分離しているのは TUCKER の説では理解しにくいことである。

TUCKER 博士はこれらの反論に対していちいち再批判をこころみ，あるいは前の論文でのべたことを敷延し，あるいはその後見出された知見を挙げて，自説の擁護に努めているが，ここではその内容を省略する。

上述の簡単な紹介からもわかる通り，TUCKER の仮説は SCHMIDT のそれと真向うから対立するものであり，まだいくつかの根拠の薄弱な点・想像をめぐらしすぎた点はあるけれども，すでに定説化されたかにみえた大西洋ウナギの回遊と産卵の問題に対してこれとはまつたく別の——しかし，SCHMIDT のそれと同様に生物学的・海洋学的には可能な——新らしいみかたを示したも

のとして，今後のウナギ研究に大きな影響を与えることは間違いないであろう。私が TUCKER 博士の仮説に対して大きな興味をおぼえ（ただし，その仮説を全面的に支持しているわけではない。たとえば，彼のヨーロッパおよびアメリカウナギの表現型分化説に対しては少なからず疑問を抱いている），これを紹介する気持になつたのは，私も以前から，日本列島の陸水系に遡上するウナギ *A. japonica* に対して，TUCKER 博士がヨーロッパウナギについて想像したと同じような運命を考えていたからであつた。

かつて私は日本近海に来遊するハリセンボン *Diodon holacanthus* L. の回遊機構について考察したことがある[9]。すなわち，このフグ目に属する魚はおそらくフィリピンのルソン島から琉球の八重山群島にかけての沿岸水域で産みだされ，外洋に流出した稚・幼魚は黒潮にはこばれて大挙して日本列島近海に達し，本州の東方をはこばれた群は太平洋の沖合に移流し去るが，日本海に流入したものはその大部分が冬季北西季節風の卓越する候に本州・九州の海岸に打ちあげられて（打ちあげはときに莫大な量に達することがある）死滅してしまうのであろうという推論を試みたのだが，そのさい，このハリセンボンと同じように，日本近海へはプランクトン的性格の強い稚・幼魚期に海流によつて受動的に流されてくることによつて分布し，ある程度成長はするが，結局は繁殖に参加することなく死滅してしまうと考えられる動物群集，つまり，繁殖区域から年々補給されることによつてのみ維持されていて，自給自足力を欠く他生的群集（allothogenic population）はまだほかにもかなりあるのではないかとのべ，いくつかの例を挙げた。じつはそのとき，最初の原稿では，日本列島の陸水系に遡上するウナギも，その多くはこの分布および死滅回遊（propagative and abortive migration）をおこなつているとみてもさしつかえないであろうとのべ，その理由として，東アジア諸水域におけるこのウナギの分布，推定産卵場を含めた極東海域の水理構造，とくに海流系の分布状態をあげたのであつた。ところが，この原稿（1958 年 9 月脱稿）の校閲を願つた 1，2 の人から“これは単に著者の想像にしかすぎない。省略したほうがよい”という批判を受けたので，第 2 稿ではこの個所を削除して印刷にまわしたのであつた。私のこの考えは TUCKER 博士とはまつたく独立に到達されたのであり，しかもほぼ時を同じくしてであつたのは大変興味深いのだが，いま，T 博士の論文紹介をおこなつたついでに，ここに少しばかり紙面をかりて，一度は埋もれかけた私の考えにも陽の目をみせてやりたいと思うのである。

東アジア産ウナギ *A. japonica* の産卵場については，肝心のレプトケファルス幼生がごく少数しか採集されていないけれども，MEEK[10] いらいいろいろな仮説がおこなわれ，最近では松井　魁博士[11]によつて，東は小笠原群島からウラカス島にいたる線，西は琉球・台湾に境された 20～28°N の範囲の海域，とくに沖縄島から台湾寄りの海域がそれであろうという説が出されている（図 1）。さらに同博士は，このウナギの産卵期は 10 月末より早春にわたる[12]とか，早春から初夏にかけて[11]とかのべておられるが，種々の点から考えて，アメリカウナギとほぼ同じく，主産卵期は 2～4 月とするのが妥当らしい。いつぽう，日本近海で降りウナギが捕獲されたのは 9 月下旬から翌年 4 月中旬までの間で，とくに 12 月に多い[11,13]。したがつて，もし，日本列島から降海したウナギが上述のもつとも確からしい推定産卵場にじつさいに到達して生殖に関与するものとすれば，最短距離

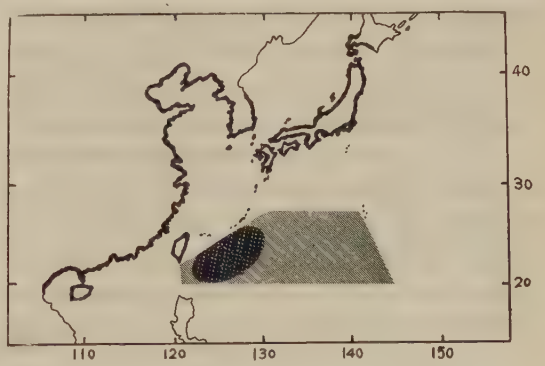


図 1. 東アジアにおけるウナギ *Anguilla japonica* の分布域（海岸線を黒くぬる）と MATSUI (1957) によるその推定産卵場の位置（斜線部；そのうちでもとくに可能性の高い部分には濃影を付す）.

にしても 700～1200 浬という長い道のりを約 3 カ月で通過しなければならぬわけで，回遊の方向づけ（orientation）の問題をしばらくおいて，かりにいま，降りウナギがなにか未知のメカニズムによつて産卵場にストレートに導かれるとしても，おおよそ 10浬/日 という速度で移動しなければならないことになる。しかし，じつさいには，回遊途上で迂回・停滞することもあろうし，また，九州西沿海および琉球列島近海を除いては，日本列島近海における流動はウナギの回遊方向とは逆の方向を向いており，しかも降りウナギの遊泳層と目される中層以浅[11]の流れの速さはしばしば上掲の移動速度を超えることを考えると，降りウナギが上にあげたごとき移動速度を実現するためには，おそらくその数倍の速さで遊泳しつづけなければならぬことになろう。降海してからは

ほとんど餌をとらず[11,13]，しかも，たえず滲透圧的仕事にエネルギーを消耗し，また，来たるべき生殖物質の成長と成熟（日本近海および東支那海でとれた降りウナギの卵巣卵はいずれも卵黄顆粒期[14]にあり，のちに胚の栄養となる卵黄球の形成・蓄積はまだ進んでいない[13]）に備えなければならぬウナギにとつて，上にのべたような高速度で1000浬にもおよぶ長い道のりを遊泳しつづけることがはたして可能であろうか？（その後，BLAXTER & DICKSON[15] の魚の遊泳速度に関する実験報告をよむことができたが，それによると，体長 60 cm の大型の大西洋ウナギの水温 10～15°C における最大遊泳速度は 114 cm/sec あるいは 53 浬/日で，しかも最大速度で遊泳しつづけた魚は数分間を出でずして疲労してしまうということである）。

ところで，海に降りたウナギはただちに産卵場に急行せず，1回（あるいは 2, 3, …回）夏を海中で過して翌年のはじめまでにそこに到着して産卵するということも考えられるが，この場合にはウナギは1年（あるいは 2, 3, …年）と約3カ月も絶食することになり，しかもこの期間中滲透圧的仕事はたえまなくおこなわなければならず，これではたして生殖物質の成長・成熟に必要なエネルギーを確保できるか疑問に思わざるを得ない（TUCKER[5] もべているように，産卵に近づいたウナギは腸管がいちじるしく退化し，管壁を通しての海水の吸収は不可能になるので，体表粘膜を通しての脱水は体内に蓄積された脂肪を燃焼して生じた水によつて補われなければならないだろう）。

さらに，回遊の方向づけの問題がこれにからまつてくる。降海したウナギは，もし，産卵場を指向して積極的に移動するものとすれば，いつたいどのような方法でその方向を知るのであろうか？ 大西洋ウナギについては高温・高かんに対するプラスの反応行動によつて導かれるのであるとされているが，少なくとも日本列島から降海したものについては，このような簡単な機構では説明がつかない。推定産卵場におけると同程度，あるいはそれ以上に高温・高かんな場所は，もし，ウナギがじつさいに沖縄・台湾東方海域まで回遊するとすれば，その途上にあたると思われる水域の 400～600 m 層にも存在する（たとえば，四国南沖，奄美大島近海）。それにもかかわらず，ウナギはここを通りすぎて，途中のこれより低温・低かんな水帯を突破してさらに南下を続けるものならば，いつたいそれはどのような機構によつてであろうか？ そもそも，外洋における回遊の方向づけを走性（taxis）あるいは無定位運動性（kinesis）というような反応行動によつて説明しようとする説自体にもまだ疑問の余地がある。日本近海において，ウナギの回遊を論じる場合に有効と考えられる尺度の水温・塩分の水平傾度をみると，最大値で，50 cm* につき 2.5×10^{-5}°C, 2.5×10^{-6}‰ あるいは 100m**につき 5×10^{-3}°C, 5×10^{-4}‰の程度であり，前者はいうまでもなく，後者ですら魚の温度および塩分変化知覚の最小閾値[16]にはるかに達しない。

ここで私たちは東アジアの諸水系におけるこのウナギの分布状態に眼をむけてみる必要がある。図1に示したように，このウナギは日本列島のみならず，朝鮮西岸・華北・華南から台湾・琉球などの陸水系にも分布している。してみると，私たちは，年々日本列島の河川に遡上するシラスウナギの生産者として，なにもはるばる日本から遠い生れ故郷＝産卵場へ帰つてゆく親ウナギを仮定しなくてもよいのではないか？ 産卵場にもつと近く，かつ，容易にそこに到達できる場所，たとえば，琉球列島・台湾，さらに華北・華南などの諸河川から降つたウナギによつて補給されているのであるとは考えられないであろうか？ 琉球列島の諸島嶼はその沿海を巾広い黒潮反流によつて洗われており[17,18]，降海したウナギはこの流れにはこばれて容易に産卵場に到達することができるであろうし，また，晩秋から翌年の春にかけての北西季節風期（ちようどウナギ降海の時期に一致する）には黄海および中国大陸の沿海には優勢な南偏りの吹送流が発達し[19]，華南・華北，ときには朝鮮西部の河川から降つたウナギはこれにはこばれて産卵場の近くに到達することが可能であろう。台湾から降海する魚群については別に困難な問題はないと思われる。ウナギは再生産力のきわめて高い動物である（孕卵数は 7.2×10^6～12.7×10^6 の範囲といわれている[12]）ことを考えると，卵からシラス期までの減耗状況については不明だが，おそらく日本列島の陸水系に遡上するシラスウナギを産出するのに必要な親ウナギの数量は，これらの地域から降海するウナギによつて充分にまかないきれる程度のものであろう。これらの地域，とくに朝鮮西部・中国中—南部にはウナギは豊富に棲息していることが知られている[12,20,21]。

琉球列島の沿岸を洗う反流の流速はだいたい 0.5～1 ノット[17,18]といわれ，これに乗つたウナギは別に自分で

* 降りウナギがもし走性によつて方向づけをおこなうとすれば，その体長（$=ca.$ 50 cm）程度の距離間隔における刺戟の強度差が問題となる。

** ウナギが無定位運動性によつて方向づけをおこなうとした場合に問題となる距離間隔で，最大速度でもつてほぼ直線的に持続して遊泳しうる距離はこの程度かあるいはこれ以下と想像されるので，この値を採つた。

遊泳しなくても 1~2 カ月で充分産卵場に到達するであろう。また，黄海・東支那海における吹送流の流速は 0.3~0.5 ノットの程度[19]であるといわれているが，朝鮮西部・華北などは秋季に入つてからの気温降下がはやいことから，ウナギの降海のはじまる時期もはやいだろうことを考慮すると，これらの地域から降海した魚群もおそらく翌年のはじめまでには産卵場に到達することができると思われる。しかも，この場合には水温・塩分系の分布は，もし，降りウナギが大西洋ウナギについていわれているように高温・高かんの刺戟に対して積極的に反応して遊泳するとすれば，その産卵場への到達を助長するような状態にある。最近，12月から1月にかけて，黄海および東支那海で多数捕えられている降りウナギ[11]はおそらく朝鮮西部あるいは華北の河川からきたもので，上記の吹送流に乗つて南下中のものであろうと考えられる。降りウナギがマイナスの走流性，つまり，流動によつてながされる性質を示すことは大西洋産の種類について知られており，これは水温低下と長い絶食によつてひきおこされた活動力の低下に原因すると考えられている[22]。

ところで，日本列島に遡河するウナギのすべてが死滅回遊に終るとはいいきれない。たとえば，山陰西部・九州西部の河川から降海したものは，その時期に発達する沿岸部の反流[23,24]にのつて薩南海域に達し，一部のものはさらに琉球列島の反流にのりうつり，こうして産卵場に到達できるかもしれない。しかし，それ以外のところから降海したウナギについては，このような好ましい流動系は準備されていない（TUCKER 博士[1]はアメリカ東部の河川から降海した大西洋ウナギをサルガッソー海の産卵場まではこぶじん速・確実な径路としてガルフストリーム下の深層流をあげたが，その水があまりにも深い層を流れており，かつ，低温であることを考えると，私はこの考えには賛成しかねる。しかし，かりにこれを認めるとしても，30°N 以南の西部太平洋にはむしろ北に向かう深層流が考えられている[25]ので，日本ウナギの回遊にはこの考えをあてはめるわけにはいかない。また，本州南部・四国・九州の太平洋岸から降海したウナギで，いつたん黒潮にはこばれた後，その強流帯の東縁にある反流にのつて南下するという機構も考えられるが，この反流はひとつづきのものではなく，いくつかの時計回りの渦流が並列したものから成つていることを考慮すると，はたしてウナギがこのような複雑な流動-水温-塩分系をのりこえて短期間のうちに産卵場に到達できるかどうか疑問である。中間水による南下という考えも，この水は移流ではなく水平混合によつて維持されているという最近の説[26]からすると，やはり支持しがたい）。

日本列島の陸水系に遡上するウナギの大きな部分は成熟しても産卵に加わることなく死滅してしまうのであろうという私の考えはだいたい上にのべたような理由に基くものであつた（すでに明らかなように，この考えは産卵場の推定位置にそのもつとも核心的な部分を負つており，もし将来この推定が変更されるようなことがあると，私の仮説も改められねばならなくなるだろう）。結果はたまたまヨーロッパウナギに関する TUCKER 博士の見解と同じものとなつたわけだが，どちらもまだいくつかの問題点を含んでおり，これに対しては多くの異論があろう。これらの仮説の当否は，降りウナギの生理学・行動学などの分野における今後の研究の進展によつて明らかにされるであろうと考える。

文　　献

1) SCHMIDT, Johs. (1922): The breeding places of the eel. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., **B**, **211**: 179-208.
2) FISH, M.P. (1927): Embryology of American eel (*Anguilla rostrata* LESUEUR). Zoologica, **8**: 289-324.
3) TUCKER, D.W. (1959): A new solution to the Atlantic eel problem. Nature, **183**: 495-501.
4) D'ANCONA, U & D.W. TUCKER (1959): Old and new solutions to the eel problem. Nature, **183**: 1405-1406.
5) JONES, J. W. & D. W. TUCKER (1959): Eel migration. Nature, **184**: 1281-1283.
6) DEELDER, C.L. & D.W. TUCKER (1960): The Atlantic eel problem. Nature, **185**: 589-592.
7) SCHMIDT, Johs. (1929): Introduction to the oceanographical reports. The Danish "Dana"-Expeditions, 1920-22 in the North Atlantic and the Gulf of Panama, (1): 1-86.
8) TÅNING, A.V. (1938): Deep-sea fishes of the Bermuda Oceanographic Expeditions; Family Anguillidae. Zoologica, **23**: 313-318.
9) 西村三郎 (1960)：日本近海に来遊するハリセンボンの生活史 I. 産卵および回遊．日生態会誌，**10**: 6-11.
10) MEEK, A. (1916): The migrations of fish. E. ARNOLD & Co's.
11) MATSUI, I. (1957): On the records of a leptocephalus and catadromous eels of *Anguilla japonica* in the waters around Japan with a presumption of their spawning places. J. Shimonoseki Coll. Fish., **7**: 151-167, 1 pl.
12) 松井　魁 (1952)：日本産鰻の形態・生態ならびに養成に関する研究．水講報告，**2** (2)，5+245 pp., 3 pls.
13) 本間義治 (1958)：中部日本海の降りウナギ．科

学, **28**: 204-205.
14) 山本喜一郎 (1954): 海産魚類の成熟度に関する研究 II. クロガレイの雌魚の成熟度について. 北水研報告, (11): 68-77.
15) BLAXTER, J.H.S. & W DICKSON (1959): Observation on the swimming speeds of fish. J. du Cons. Perm. Internat. l'Explor. Mer, **24**: 472-479.
16) BULL, H. O. (1952): An evaluation of our knowledge of fish behaviour in relation to hydrography. Rap. Proc.-Verb. Cons. Perm. Internat. l'Explor. Mer, **131**: 8-23.
17) 長崎海洋気象台海洋課 (1955): 昭和30年冬季東支那海海洋観測報告. 中央気象台海洋報告, **4**(2): 25-35.
18) ――――――――― (1957): 1956 年冬季東支那海海洋観測報告. 同誌, **5**(2): 81-93.
19) 管乘賢 (1957): 中国沿岸的表面海流与風的関系的初歩研究. 海洋与湖沼, **1**: 95-122.
20) MIAO, C.P. (1934): Notes on the fresh-water fishes of the southern part of Kiangsu I, Chinking. Contrib. Biol. Lab. Sci. Soc. China, **10** (Zool. ser.): 111-244.
21) 木村 重 (1948): 川魚風土記. 北方出版社.
22) FONTAINE, M. & O. CALLAMAND (1941): Sur certains facteurs des migrations de l'anguille. Bull. Soc. Zool. France, **66**: 68.
23) 宮崎道夫 (1952): 日本海の熱経済 (海況予想の研究 I). 北水研報告, (4): 1-54.
24) 鹿児島県鹿児島水産指導所・ほか (1955): 昭和28 年度事業報告書. 487 pp.
25) STOMMEL, H. (1958): The abyssal circulation. Deep-Sea Res., **5**: 80-82.
26) ICHIYE, T. (1955): On the possible origin of the intermediate water in the Kuroshio. Rec. Oceanogr. Wks. Japan, **2**(2): 82-89.

録　　事

1. 日本海洋学会 2 月評議員会議事録

日　時：昭和36年 2 月14日，場所：東大理学部

出席者：日高，宇田，佐々木，増沢，吉田，半沢，平野，宇野木（委任状出席）福岡，南日，寺田各評議員

（1） 職員の移動について

事務局職員富永嬢が退職し，3 月 1 日から新たに城所嬢が勤務することになつた。

（2） 20 週年記念事業について

20週年記念事業の準備状況について中間報告があつた。

（3） 図書交換について

日中友好協会を通じ，中国の研究機関等から会誌の交換希望があつたが，先方の要望をよくきいて処理することになつた。

（4） 新入会員について

田の上豊隆氏（鹿児島大）の入会が承認された。

（5） 文部省の補助金について

補助金関係の事務手続が終つた旨報告があつた。

2. 日本海洋学会 3 月評議員会議事録

日　時：昭和 36 年 3 月 14 日

場　所：気象庁第 1 会議室

出席者：日高，宇田，佐々木，増沢，岩宮，南日，丸茂，半沢，平野，宇野木，福岡各評議員（順序不同）

（1） 春季大会について

準備の進行状況が報告された。

（2） 20週年記念事業について

準備の進行状況が報告された。

（3） 学士院会員の件

評議員会としては，日高孝次氏を日本海洋学会より推せんするようにし，全会員に事後承諾してもらうことになつた。

（4） 科学朝日奨励金について

できるだけ本件の衆知をはかり，適当な人があつたら 3 月 25 日までに会長へ申し出て，あとは会長にまかせて処理してもらうことになつた。

（5） 予算の件

昭和 35 年度とだいたい同じ規模，方針の予算をつくり，年会にはかることになつた。

（6） 交換図書の件

北海道立図書館よりの申出では会員になつてもらうよう回答することになつた。

（7） 海洋研究所の件

設立準備の進行状況について報告があつた。

（8） 新入会員の件

John Edward Pears (U.S. Navy) の入会が承認された。

（9） 吉田耕造氏の書かんについて

在米の吉田氏より，日本海洋学会誌の今後のあり方について，意見の表明があつたが，これについては他の意見もとりまとめ編集委員長が次期評議員会に善処してもらうよう申入れを行なうことになつた。

3. 日本海洋学会 昭和 36 年度年会

場　所：神戸市中小企業労使センター

日　時：昭和 36 年 4 月 20 日～22 日

○座長　杉浦吉雄

（1） 比重計よりの換算塩素量について(10分)

北村弘行(神海気)

（2） 駿河湾における海水の化学成分(15分)

北村弘行・鷲　猛(神海気)

（3） 海水中の Sr-90 と Cr-137 について(15分)

三宅泰雄(東教大)

猿橋勝子，葛城幸雄，金沢照子(気象研)

○座長　坂本市太郎

（4） 海面付近大気と海洋中の CO_2 鉛直分布 (15分)

三宅泰雄(東教大)

杉浦吉雄(気象研)

（5） 海洋中のイオニウムおよびトリウム含量とその挙動(15分)

三宅泰雄(東教大)

杉浦行勇(気象研)

（6） クヌッセン方式による塩素量測定の補正値Kの一算出法とその図式計算法(15分)

奥水直文(舞海気)

○座長　猿橋勝子

（7） 海水からのヨウ素の蒸発について(15分)

三宅泰雄・角皆静雄(東教大)

（8） Naricula による沃素イオンの選択的同化(15分)

菅原　健(名　大)

寺田喜久雄(金沢大)

（9） 植物プランクトン中のクロロフィル定量法の検討(15分)

西条八束・坂本　充(名大理)

(10) 美保湾中海および宍道湖三水塊の生物学的境界(10分)

山路　勇(京　大)

(11) 真珠漁場における夏季の停滞と基礎生産力(15分)　上野福三・井上啓晴(三重大)

(12) 相模湾，東京湾における海水細菌に関する研究)10分)
小金井正一・佐藤　昇・永井三夫(神奈川水試)
武原文三郎・爪生一郎・田口資生
長南茂樹(神奈川衛研)

○座長　上野福三

(13) 1960年夏期における北洋のミクロプランクトン分布と海況(15分)
大和田守・今　久則(函海気)

(14) 日本南東海域の深層プランクトン橈脚類に見出された各水塊の独立性について(15分)
古橋賢造(神海気)

(15) 日本海横断観測 (1960年) におけるミクロプランクトンと水塊の関係について(15分)
小川大海(舞海気)

(16) 電磁流速計の外形と方向特性(15分)
永田　豊(東　大)

(17) 水中懸濁物による光散乱の理論計算について(10分)　福田雅明(北　大)

○座長　山路　勇

(18) 九州南西海域の海中濁度測定と懸濁粒子について(15分)　井上直一・西沢　敏・木村喬久
石川俊雄・石川次郎(北　大)

(19) 深海底層流に関する研究(第2報)(15分)
佐々木忠義(東水大，理研)
渡辺精一・大柴五八郎・岡見　登
梶原昌弘(理　研)

(20) 深海研究用時限浮上装置について(第1報)(15分)　佐々木忠義(東水大，理研)
渡辺精一・大柴五八郎・岡見　登
梶原昌弘(理　研)

○座長　岩田憲幸

(21) 海底と陸上の地形の対比(10分)
星野通平・岩淵義郎(水路部)

(22) 伝播する高潮について(15分)
庄司大太郎(水路部)

(23) Steric Sea Level Observation (I.G.Y) の結果について(10分)
庄司大太郎・吉田昭三(水路部)

(24) 大防湾高潮の数値計算について(15分)
宮崎正衛・上野武夫(気象庁)

○座長　宮崎正衛

(25) チリ津波の伝播一球面上でのその屈折図の作製と解析(10分)　永田　豊・須藤英雄・竹田　厚・佐々木健・山下　晃・管野　宏・広田　勇・溝上　恵・高野健三(東　大)

(26) メルカトール図上におけるチリ地震津波の屈折図(15分)　土屋瑞樹(気象研修)
永田　豊(東　大)

(27) チリ地震津波(Ⅲ)(15分)　三好　寿(東水大)

(28) San Francisco における平均海水面変化について(15分)　山口生知(神奈川大)

(29) 台風による明石瀬戸の吹送流について(15分)
彦坂繁雄(水路部)

○座長　平野敏行

(30) 北太平洋横断表面観測結果について(15分)
中村秋甫(大阪学大)

(31) 北洋の海況と鯨漁場(15分)　那須敬二(鯨　研)

(32) オホーツク海(特に沿岸部)の海況について(15分)　飯田隼人(函海気)

(33) 印度洋予備観測報告(10分)
高橋淳雄・茶円正明(鹿児島大)

○座長　斎藤泰一

(34) 海面上の水平拡散について(15分)
井上栄一(農業技研)

(35) 太洋の表面水温の緯度変化(15分)
高野健三(東　大)

(36) Potential Vorticity の分布と Meander の発達について(10分)
岩田憲幸・吉田昭三・奥本　潤(水路部)

(37) 回転流体中の長波の反射について(15分)
梶浦欣二郎(東大震研)

○座長　庄司大太郎

(38) 海へ流入した直後の陸水と海水の混合について(予報)(15分)　平野敏行・杉浦健三(東海水研)

(39) 広域海況変動におよぼす輻射の影響(15分)
半沢正男(気象庁)

(40) 海況の週期について(15分)　福田二郎(気象研)

(41) 水温変動について(15分)　南日俊夫(気象研)

○座長　彦坂繁雄

(42) 赤道における海流速度と慣性項(15分)
日高孝次(東　大)

(43) 鳥島東方における深層水の特性(15分)
増沢譲太郎(気象庁)

(44) 鹿児島湾の熱収支について(10分)
高橋淳雄(鹿児島大)

(45) 等温層の振動について(15分)　小長俊二(神海気)

○座長　高橋淳雄

(46)　一様な流れの表面に周期的に圧力を加えたときの波について(15分)　　富永政英(東京学大)

(47)　黒潮流域における湧昇流，沈降流の推算について(15分)　　斎藤泰一(東水大)

(48)　北太平洋北部の水塊層重と循環模式(15分)　　宇田道隆(東水大)

(49)　白浜海洋観測塔について(15分)　　速水頌一郎・国司秀明(京　大)

(50)　海底の燐灰土について(10分)　新野　弘(東水大)

公開講演会　(海洋気象学会と共催)

講演

○産業経済に関連する気象，海象について　　寺田一彦

○明石付近の海底地質　　新野　弘

映画

○暴風圏

○生きている日本列島

日　時：4月22日(土)　13時～16時

場　所：神戸市生田区公会堂

神戸市生田区中山手通6丁目

シンポジウム　(海洋気象学会と共催)

於 神戸市中小企業労使センター

日時　4月22日

尾形　哲：海上の風

国司秀明：海の波

梶浦欣二郎：高　潮

4.　日本海洋学会昭和35年度収支決算　(単位：円)

昭和36年4月20日総会（議長，速水頌一郎）にて下記のごとく承認された。

収　入	
前年度繰越	256,447
会　費	276,167
広告料	117,600
会誌売上	64,806
指針売上	74,236
常用表売上	20,936
刊行助成金	120,000
利　子	9,238
雑収入	400
計	939,824

支　出	
会誌印刷(15(4)～16(4)名簿，正誤表を含む)	479,871
人件費(退職金を含む)	109,680
送料および通信費	63,500
文具費	12,035
交通費	975
図書整備費	28,500
大会費(36年度春の大会を含む)	56,000
地物連合分担金	1,045
編集費	9,045
雑費	4,462
計	765,198
次年度繰越し	174,626 円

5.　日本海洋学会昭和36年度予算　(単位：円)

総会にて下記のごとく承認された。

収　入	
前年度繰越	174,626
会　費	275,000
広告料	94,000
会誌売上	50,000
指針・常用表売上	60,000
刊行助成金	120,000
雑収入(利子をふくむ)	8,000
計	781,626

支　出	
会誌印刷(4冊分)(16(4)の別刷代を含む)	403,770
人件費	96,000
送料および通信費	80,000
文具費	12,000
交通費	2,000
学会用什器(貴重品入)	20,000
地物連合分担金	1,000
大会費	15,000
編集費	10,000
雑費	6,000
予備費	135,856
計	781,626

6.　日本海洋学会新評議員名簿

4月18日開票の結果36年度の評議員として下記の諸氏が選出された。

北海道地区　(4名)

福富孝治，元田　茂，井上直一，杉浦次郎

東北地区　(2名)

木村喜之助，松平近義

東京都　(17名)

日高孝次，梶浦欣二郎，松江吉行，半野敏行，庄司

大太郎，半沢正男，丸茂隆三，増沢譲太郎，寺田一彦，三宅泰雄，南日俊夫，宇野木早苗，宇田道隆，新野　弘，佐々木忠義，須田皖次，星野通平

関東地区　(3名)

宮崎道夫，中野猿人，岩宮政雄

東海道地区　(2名)

菅原健，上野福三

関西地区　(7名)

速水頌一郎，松平康雄，菱田耕造，斎藤行正，森安茂雄，花岡　資，石橋雅義

北陸山陰地区　(1名)

下村敏正

九州地区　(4名)

辻田時美，小泉政美，川上喜代四，藤井正之

7. 日本海洋学会4月評議員会議事録

日　時：昭和36年4月21日

場　所：神戸市　兵庫県職員会館

出席者：宇田道隆，須田皖次，中野猿人，寺田一彦，南日俊夫，上野福三，斎藤行正，森安茂雄，菱田耕造，岩宮政雄，庄司大太郎，増沢譲太郎，星野通平，川上喜代四，梶浦欣二郎，平野敏行，佐々木忠義，日高孝次，半沢正男(順序不同)

(1) 新入会員承認

和田昭夫(北大理)，中村公平(東北大理)，渡辺偉夫(仙台気)，佐藤重勝(東北水研)，間野　浩(神戸海気)，中沢雄平(気象庁)，鷺　猛(神戸海気)

氏の入会が承認された。

(2) 地球物理学連合よりの通知

5月11日頃東京でこん親会がある旨報告された。

(3) 20週年記念事業について

20週年記念事業準備委員会の経過報告があり，準備会を委員会にし，組織委員と実行委員とにわけて，これに移行することが承認された。ただし委員会のメンバーについては寺田氏より一案が出され，各人に承認を求めてから発足することになつた。なお，同委員会は今後，月例の評議員会のあと寺田氏が召集してとり行なうことになつた。さらに実行委員に必要な人員を今後増加することについては寺田氏に一任することになつた。

(4) 評議員会の事務分担について

新評議員は前述のように決まつたが，新評議員の事務分担は，各氏の承諾をまち次のメンバーで発足することになつた。

- 監査—中野，松江
- 編集—菱田，星野，市村，梶浦，森田，南日，杉浦，宇田，宇野木
- 会計—庄司，星野
- 庶務　文書連絡・事務局の監督—梶浦
  - 会合・議事——半沢，増沢，丸茂
  - 企　画——宇田，須田，新野
  - 渉外(国外)——日高，三宅
  - 国内学会との連絡——寺田，半沢
  - 選挙事務・学会名簿関係——佐々木，宮崎(道)
  - 学会図書——平野，岩宮

(5) National Science Foundation との連絡

日高氏と編集委員長とが相談し検討することになつた。

(6) 朝日賞について

前会長より報告があつた。

(7) 生物循環シンポジウムについて

シンポジウムについて報告があつた。

(8) 学会誌の内容について

学会誌の今後の質的向上のための方策について宇田氏より発言があつた。

8. 日本海洋学会5月評議員会議事録

日　時：昭和36年5月16日

場　所：気象庁第1会議室

出席者：庄司，中野，須田，宇野木，星野，平野，宮崎(道)，佐々木，菱田，半沢，丸茂各評議員(順序不同)

(1) 20週年記念事業委員会経過報告

これについて寺田委員長に代り，半沢評議員から報告があつた。

(2) 20週年記念事業委員会の編集委員について

これについて中野評議員から，学会誌編集委員とは別にし，かつ人員を増加したい旨の発言があつた。具体的には中野評議員が寺田委員長と相談してきめることになつた。

(3) 会長・副会長の選挙について

佐々木評議員が，同氏および宮崎(道)評議員のほかに，平野評議員，渡辺精一氏，永田正氏を選挙事務委員として推薦し，承認された。会長・副会長の選挙締切日を6月5日とすることに決まつた。

(4) 幹事の事務分担について

幹事の事務分担については4月の評議員会の線が確認された。各部の主任が次のとおり決まつた。

菱田(編集)，庄司(会計)，半沢(会合議事)，宇田(企画)，日高(渉外)，寺田(国内学会との連絡)，佐々

木(選挙事務，名簿)，平野(図書)

(5)　交換図書希望について

2カ所から希望があり処理した。

(6)　新入会員について

下記の2名の入会が承認された。

角皆静男氏(東京教育大)，小野忠顕氏(東京水大)。

なお，大久保喜市，宮部直乙，榎田昭一氏の退会が承認された。

(7)　学会誌の編集について

菱田編集委員長から本年度の編集方針が示された。編集委員長が編集委員として推せんした下記の諸氏が評議員会にて承認された。

委員長一菱田，委員一南日，宇野木，梶浦，宇田，星野，杉浦，森田，市村各氏

(8)　学会誌に関する小委員会の設置について

学会誌のあるべき性格については，過去の評議員会においても，再三議論されてきたが，必らずしも明瞭な結論を出していない。これに対し小委員会を設け，学会誌をどのような性格にすべきかを綜合的に検討することになつた。企画委員が6月の評議員会までに編集委員長を含む小委員会のメンバーを決定することにした。

9.　漁業調査船会議（Research Vessel Forum）について

本年9月18日から30日まで東京において，国連農業機関（FAO）主催で開かれる。

この会議では主として漁業調査船に関して，次の項目について議論が行なわれる予定。

1，いかなる調査をなすべきか——海洋学的，生物学的調査の問題

2．調査研究のために要求される調査船の性能——甲板，実験室の広さ，動力，船の行動半径などの問

3．最近の観測装置——船上の観測設備の問題

4．造船上の諸問題

5．調査船運用の問題

6．調査船によるいままでの経験と将来に対する希望

7．その他——漁業調査船以外の政府所属機関船，練習船などについて。

(Research Vessel Forum Information Circular No. 1 より)

学会創立20周年記念
論文集原稿の募集

学会創立20周年記念論文集の原稿を下記の通り募集いたしますから，奮つて応募下さい。

記

1．原稿提出期限　**昭和37年3月末日**（学会事務局へ直送下さい）

2．原稿の様式は学会誌の投稿規定の通りですから，学会誌を参照して下さい。外用語，邦文どちらでもよいことも学会誌と同じです。ただし長さは**印刷頁16頁**(図も含めて）以内とします。

3．投稿される方は**12月末までに**，20周年記念論文集投稿申し込みと明記の上，下記事項を学会事務局宛お申し出下さい。

①題名　②予定頁数（図を含まず）および図の数　③簡単なアブストラクト

R.I.G.S.

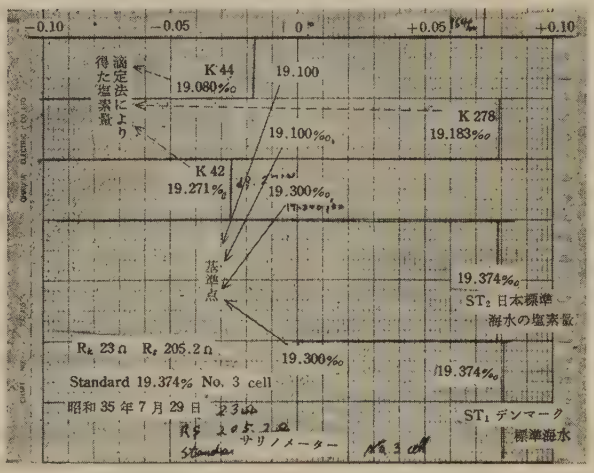
RIGO-SALINOMETER

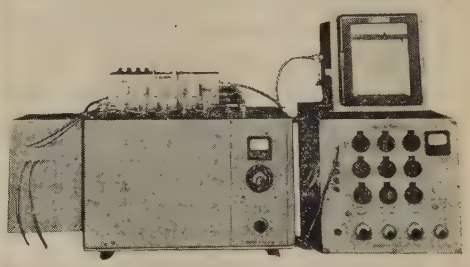
気象庁御指導　特許出願中

海水の電気伝導度を測定して塩分を算出し塩検に代える企は古からあり各所で試作されて来ましたが1956年 Woods Hole 海洋研究所で新しい構想のもとに電気伝導度塩分計を完成し次第に英米の塩検はこの装置を使用する方法に変りつつあります。

弊社に於きましてもこの度気象庁の御指導により RIGO-SALINOMETER を完成致しました。

本装置による測定例





RIGO-SALINOMETER

	塩素量	基準点	記録	サリメーターの読み	補整値	塩素量補整値
ST₁	19.379	19.300	+0.081	19.381	19.379	0.000
ST₂	19.374	19.300	+0.078	19.378	19.376	−0.002
K42	19.271	19.300	−0.026	19.274	19.272	−0.001
K278	19.180	19.100	+0.079	19.179	19.177	+0.003
K44	19.080	19.100	−0.017	19.083	19.081	−0.001

補整値＝サリノメーターの読み＋(標準海水の塩素量−標準海水の読み)

例: K42　　19.271＝19.274＋(19.379−19.381)

＝19.274＋(−2)

基準点はサリノメーターの Cl ダイアルにて求める。

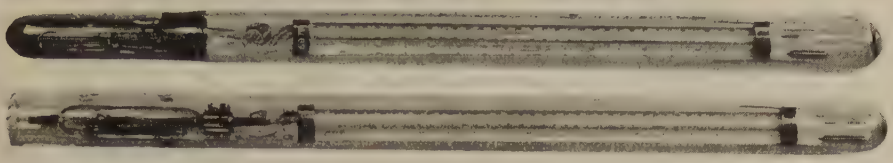
株式会社 **離合社**

本　社　東京都千代田区神田鍛冶町1ノ2　TEL. 神田 (251) 0458, 0773, 1513, 4813, 7407

大阪営業所　大阪市北区北同心町1ノ15　TEL. 堀川 (35) 8019, 7346

工　場　東京——浦和

Reversing Thermometer



DEPTH 10,000 M

Protected
−1～3°C in 0.02 deg.
Unprotected
25～60°C in 0.1 deg.
pressure coeff. $< 0.07°C / \frac{kg}{cm^2}$

WATANABE KEIKI MFG. CO., LTD.

114 Higashikata-machi, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan
Cable Address: STWKEIKI Tel. Tokyo (921) 0044, 5954

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業　務　深浅測量，底質土質調査，国土保全測量調査，海洋資源開発測量調査

防災工事測量調査，マイルポストの測量，航海保安に必要な調査，海底ケーブル沈設測量調査，潮汐，潮流，海流，波浪の観測

一般海洋観測調査，その他一般海事関係の観測調査および関係業務の技術，科学的研究

特　色　高性能の精密計測機の整備拡充
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣
総代理店(連絡先)は全国的組織網を持つ三井物産 K.K の本，支店出張所

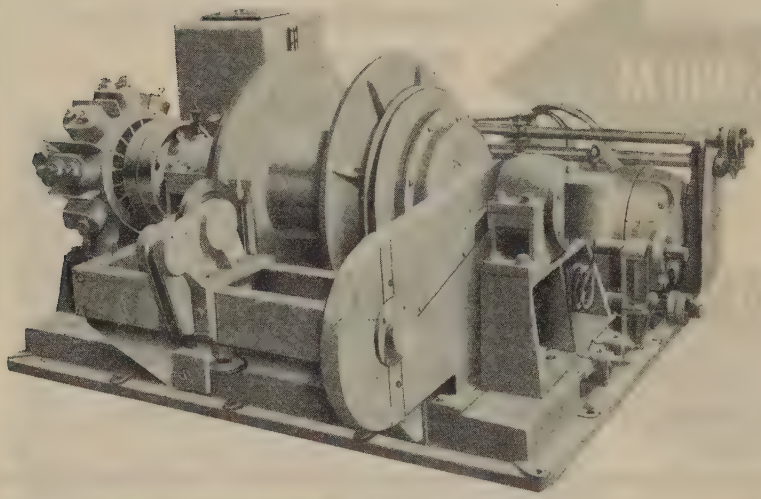
三洋水路測量株式会社
東京都港区芝田村町4丁目4番地
電話 (431) 1355

T.S.K. 株式会社 **鶴見**

THE TSURUMI SEIKI

No. 1506, TSURUMI, TSURUMI-

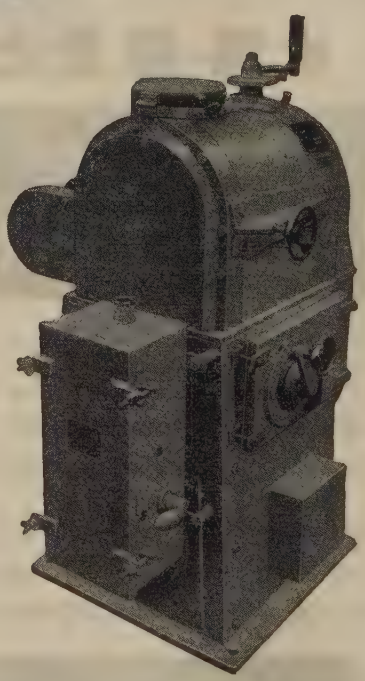
The Synthetic Maker
Instrument and the



T.S.—5 P. 型 全油圧駆動
海洋調査用捲揚機
（遠 隔 操 作）

- ○ ワイヤー，テーパード
  ワイヤー 8000 m
- ○ 遠隔操作方式
- ○ A.C (D.C) 15 馬力

5P 型
捲揚機遠隔操作盤



T.S.—0 型
B.T. 用電動捲揚機

- ○ ワイヤー
  3 m/m 500 m
- ○ D.C (A.C)
  2 馬力

株式会社 **鶴 見 精 機 工 作 所**

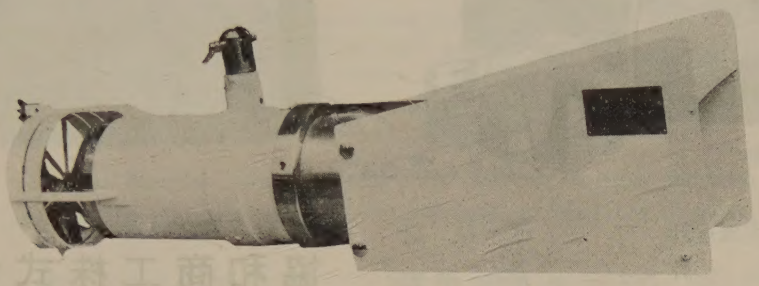
電 話 鶴 見 (5) 2 0 2 8 · 6 6 5 6

精　機　工　作　所

KOSAKUSHO CO., LTD.

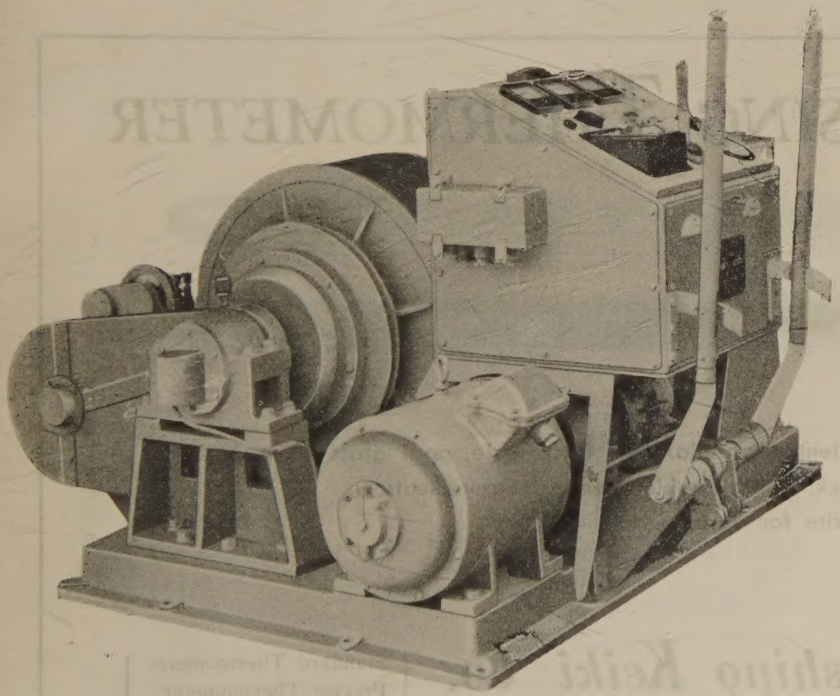
KU, YOKOHAMA, JAPAN

of the Oceanographic
Marine Instruments



T.S. 自記流向流速計 2 型（岩宮式）

- ○ **可測深度** 1000 m
- ○ 記録方法　流向は 4 分毎に**数字印書**　流速は点
- ○ 連続 30 時間以上　○ 電源内臓

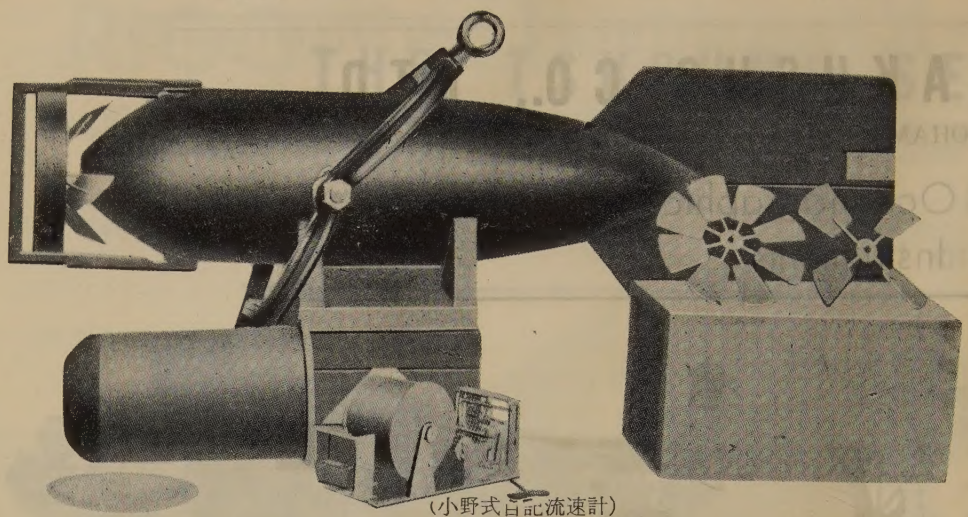


T.S.—4P. 型
全油圧海洋調査用
捲揚機

- ○ ワイヤー 4 m/m
  5000 m
- ○ A.C. (D.C.)
  15 馬力

岩　宮　測　器　研　究　所

所　長　岩　宮　政　雄



(小野式自記流速計)

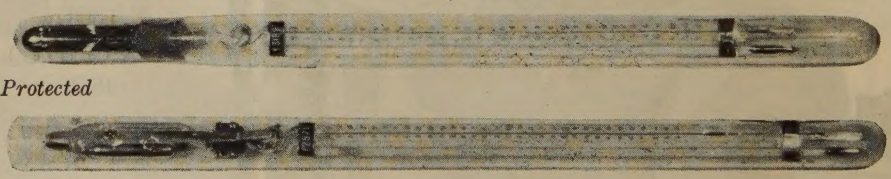
営業品目

小野式自記流速計
土圧計
遠隔指示水位計
自記波高計
階段抵抗式波高計
自記水位計
フース型検潮器
自記波圧計
その他海洋観測諸計器

協和商工株式会社

東京都豊島区椎名町1丁目1804番地
電話 (951) 1858・8147番

REVERSING THERMOMETER



Protected

Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass back sheath enable precise measurements.
Write for details

KYS **Yoshino Keiki Co.**

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer

Announcement for foreign members

Beginning from the 1959 fiscal year, namely from April 1, 1959 (Volume 15, No. 1), the annual foreign membership dues of the Oceanographical Society of Japan will be U.S. $ 2.50 (¥ 900).

Please make remittances payable to and send direct to:—

The Oceanographical Society of Japan
c/o Geophysical Institute,
University of Tokyo
Yayoi-cho, Bunkyo-ku
Tokyo, Japan.

Annual dues for foreign members who are now in Japan and wish to receive the Journal at their present addresses in Japan will be ¥ 600.

昭和33年12月の役員会において，昭和 34 年度より日本人会員で目下，外国にあり雑誌を自分が現在いるところに送つてもらいたいものの会費を米貨2ドル50セント（邦貨900円）に改訂することが決められましたので御承知下さい。なお在外日本人で雑誌の留守宅送付を希望する向の会費は在来通り600円です。

昭和 36 年 6 月 15 日 印刷
昭和 36 年 6 月 30 日 発行

日本海洋学会誌 第 17 巻 第 2 号

定価 ¥ 200　　送料 ¥ 40

編集者　菱田耕造

発行者　日本海洋学会
東京大学理学部地球物理学教室内
東京都文京区弥生町
振替番号：東京 173123

印刷所　株式会社 国際文献印刷社
東京都新宿区山吹町184

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

BOARD OF EDITORS

Editor-in-Chief	Kozo HISHIDA	Meteorological Research Institute
Assistant Editors	Michihei HOSHINO	Hydrographic Office
	Shun-ei ICHIMURA	Tokyo University of Education
	Kinjiro KAJIURA	University of Tokyo
	Yoshimi MORITA	Tokyo University of Fisheries
	Tosio NAN'NITI	Meteorological Research Institute
	Yoshio SUGIURA	Meteorological Research Institute
	Michitaka UDA	Tokyo University of Fisheries
	Sanae UNOKI	Meteorological Research Institute

* * *

The JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN is a medium for the publication of original paper in oceanography and closely allied fields. It is published quarterly by the Oceanographical Society of Japan. The annual dues for the types of membership available in the Society are: Domestic Member ¥600, Oversea Member $2.50 (¥900), and Sustaining Member ¥5000. The subscription price of the Journal is ¥800 per year to nonmembers. Foreign subscription carry an additional charge for postage $1.00 (or equivalent amount in Japanese currency according to the prevailing official rate of exchange).

Subscribers are requested to make remittance payable to the Oceanographical Society of Japan. Subscription orders, claims for missing numbers, change of address, and other business correspondence should be addressed to the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, University of Tokyo, Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.

* * *

Information for contributors

1. Authors must be, in principle, members of the Oceanographical Society of Japan, but there is no objection if co-authors are non-members.
2. The date of receipt of a manuscript is when the editorial board receives it. The manuscript should be one which has been read at an open meeting and has not been printed elsewhere. The reading of the manuscript at an annual or a monthly meeting of the Oceanographical Society of Japan is desirable. The manuscript should be provided with the date, the name and the place of the meeting at which it was read. Every manuscript should be sent *directly* to **the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, the University of Tokyo; Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo Japan.**
3. All contributions to the Journal should be written in Japanese or in occidental languages. In the latter case, English language is desirable.
4. The manuscript must be clear and brief, and its length should not exceed **12** pages when printed in the Journal. This nearly corresponds to 30 double-spaced typewritten pages including figures and tables. The author is requested to pay page charges ($5.00 per page) necessary for printing the **exceeded** pages. All manuscripts should be prepared with special attention to following articles.
   (a) All manuscripts should be typewritten with double-space.
   (b) Title, author's name and affiliation are required at the beginning of each manuscript.
   (c) Each figure must be drawn in black ink or Indian ink for direct photographic reproduction. The original drawing, particularly characters and symbols for the lettering of illustrations, should be large enough to remain clearly legible when reduced.
   (d) Figures and tables should be confined to necessary ones. The author might be requested to pay charges necessary for printing them when they are particular.
   (e) Each figure and table must be provided with an adequate legend.
   (f) Mathematical formulae in the manuscript should be written clearly with a wide space above and below each character.
   (g) References should be grouped at the end of the paper and arranged alphabetically by authors' name. Ex. SHINKAI, TARO (1960): On the fluctuation of the Kuroshio. Jour. Oceanogr. Soc., Japan, **16** (5), 250–260
5. The editorial board of the Journal might revise or request the author to revise the submitted manuscript. A manuscript which is against the above mentioned articles will not be accepted. The author must read, in principle, the galley proof.
6. The author (or authors) of each article will receive a total of 50 *free* reprints (with covers). Additional reprints with or without covers may be ordered by authors when galley proofs are returned at the cost of printing (including postage).
7. The scheduled date of publication of each number of the Journal are as follows:
   No. 1 Mar. 31, No. 2 Jun. 30, No. 3 Sep. 30, No. 4 Dec. 31